

# CONSTITUTION MINÉRALOGIQUE, PROPRIÉTÉS ET PROBLÈMES DE GÉNÈSE DU GISEMENT URANIFÈRE DE LA MONTAGNE MECSEK (I.)

par

J. KISS

Institut de Minéralogie, Université L. Eötvös, Budapest  
(Reçu le 15. 6. 1961.)

## Introduction

C'est en 1957 que l'auteur a entamé l'étude de la composition minéralogique du minerai d'uranium de la Montagne Mecsek. A cette époque, les recherches ne portaient que sur quelques échantillons moyens, ayant pour but exclusif une orientation rapide concernant la nature et le volume des études à effectuer en vue d'obtenir un image fidèle et bien fondé de la genèse du gisement à partir de sa composition minéralogique.

L'étude minéralogique et génétique détaillée des minerais d'uranium se bornait essentiellement à l'année 1958. Les premiers résultats sont contenus dans les articles suivants de l'auteur:

a) Etudes minéralogiques sur les minéraux d'uranium de la Montagne Mecsek;

b) Formation de concrétions et faciès carbonatique dans le complexe psammitique de la Mecsek;

c) Minéral chromifère secondaire et son rôle paragenétique dans le complexe permien uranifère de la Montagne Mecsek;

d) Genèse et propriétés lithologiques de l'enrichissement de l'uranium dans la Montagne Mecsek.

Les recherches effectuées depuis lors et qui ont porté sur quelques détails de ces problèmes n'ont pas profondément modifié les idées préconisées par l'auteur concernant la constitution, les associations minérales et la genèse du gisement: cependant, leurs résultats lui ont permis d'élargir considérablement le cadre de l'image qu'on s'est fait de la genèse.

Pour venir au but de ces problèmes l'auteur a eu recours à des méthodes complexes. En l'exécution de celles-ci il a été assisté par le personnel du Laboratoire de l'Institut Hongrois de Géologie (Mme M. Földvári-Vogl, Mlle V. Tolnay, Mme A. Gráf), par le Dr. B. Jantsky, Chef de Département au Ministère, et par les géologues des Mines d'Uranium de Pécs, notamment par E. Upor, A. Barabás, Á. Grossz, J. Konda, J. Kelemen, I. Mikolai et K. Virágh.

## I. Constitution minéralogique du gisement

Précédemment aux recherches qui vont être présentées ci-dessous, l'étude minéralogique des matières radioactives fut une «terre inconnue» dans ce pays. Ce fait à part, la complexité du problème exigeait une circonspection et des connaissances considérables : pour le résoudre, il s'imposait de mettre en oeuvre des méthodes complexes réunissant la lithologie, la minéralogie, la microchimie, la géochimie et des procédés analytiques aux rayons X. Les résultats obtenus au cours de nos travaux et les constatations en découlant ne furent considérés des «valeurs exactes» aptes à être publiées que si nous avons réussi à les vérifier et corroborer par les méthodes susmentionnées. C'est pourquoi on ne rencontrera pas dans la description qui suit de termes minéralogiques tels que curite, uranophane etc. dont on suppose la présence sans cependant la pouvoir prouver de façon satisfaisante. Il n'est pas exclu que ces minéraux ainsi que le minéral proche de la fourmariérite, mentionné dans la description qui suit, se révéleront des espèces nouvelles de minéral, mais la preuve conclusive n'en sera donnée que par les travaux du futur.

L'association minérale du gisement d'uranium de la Montagne Mecsek ne présente pas trop de variété. Une «zone d'oxydation» dont il est impossible de prouver l'existence de façon impeccable est caractérisée par un ensemble décidément pauvre de rares minéraux secondaires d'uranium.

*Le minerai se compose d'un détritit primaire, sédimentaire et allotigène de minéraux d'uranium ainsi que d'oxydes et silicates précipités de solutions. Ces derniers se manifestent sous forme d'imprégnations, de disséminations, de taches ressemblant à des sceaux, d'incrustations de 1 à 7 mm d'épaisseur sur les plans de faille et de veinules fines rappelant des toiles d'araignée. L'exploitation minière les appelle «suies-d'uranium» ou pechblendes. Les minéraux d'uranium formés par précipitation l'étaient vraisemblablement à partir d'une solution uranifère qui entraînait dans le bassin sédimentaire simultanément avec le détritit mécanique : par la suite ils subirent une diagénèse due à l'action réductrice du milieu local. Cette genèse ne pourrait être dissociée de celle des oxydes et silicates d'uranium formés par la dissolution secondaire et par un certain remaniement des minéraux uranifères «primaires». Ces deux voies de formation (détritique et secondaire) se sont manifestées dans tous les deux champs minéralisés (champ NW et SE), bien que leurs produits diffèrent tant en quantité que d'autres points de vue. Le détritit mécanique se compose de grains soit anguleux, soit arrondis, de «galets», tout comme les constituants prépondérants quartz et feldspathiques de la roche psammitique, constituants qui révèlent souvent des traces de corrosion dues à un lessivage supergène. De tels changements de la constitution des grains, dus à une dissolution secondaire, se rencontrent non seulement sur les grains allotigènes de minerai d'uranium, mais aussi aux faces de quelques grains de feldspath ou parfois de quartz. Le minerai d'uranium primaire, détritit se compose de grains partiellement ou complètement arrondis, aux «auréoles» de néoprécipitation rappelant des nuages et se composant dans la plupart des cas d'un mélange d'oxydes et silicates d'uranium et de hydromicas secondaires.*

L'abondance du débris mécanique uranifère décroît de façon substantielle du champ minéralisé NW vers celui du SE. Les évaluations statistiques sous

le microscope et les observations macroscopiques donnent un rapport de 4 à 1 environ entre les deux champs. Ce rapport est dû tant à la granulométrie des grains qu'à la vitesse décroissante du courant d'eau. Dans le champ NW on trouve par endroits des grains de la taille d'un fève; ceux rencontrés dans le champ SE sont plus petits d'au moins un ordre de grandeur. *Remarquons cependant qu'aujourd'hui la quantité du minerai d'uranium détritique (allotigène) est déjà fort réduite à cause du lessivage supergène: n'empêche que sa présence peut être prouvée de façon satisfaisante. Nous n'avons pas de points d'appui valables qui permettraient de déterminer la distribution originale, préalable aux processus secondaires, des minéraux allotigènes et précipités.* Dans le champ SE la formation de minéraux primaires par précipitation a dû être plus importante dès le début, et c'est probablement pourquoi ce champ est moins contigu, se composant de plusieurs gîtes et lentilles.

Les minéraux allotigènes et secondaires qui constituent le gisement d'uranium de la Montagne Mecsek se divisent en trois groupes:

- a) minéraux d'uranium
- b) sulfures et sulfo-sels
- c) sels non uranifères.

Les minéraux détritiques aussi bien que secondaires des deux premiers groupes sont liés les uns aux autres par leur genèse. Les minéraux du groupe «c» sont invariablement secondaires et, sauf pour une ou deux exceptions, sont liés étroitement aux minéraux d'uranium de genèse secondaire.

### 1. Minéraux d'uranium

a) Uraninite ( $\text{UO}_2$ )	constituant allotigène	
b) Variétés de pechblende ( $\text{U}_3\text{O}_8$ )	c. allotigène et secondaire	
c) Soddyite ( $\text{UO}_2$ ) <sub>5</sub> ( $\text{SiO}_2$ ) <sub>4</sub> (OH) <sub>2</sub> · 2 H <sub>2</sub> O	constituant	secondaire
d) Coffinite $\text{U}(\text{SiO}_4)_{1-x}(\text{OH})_{4x}$	"	"
e) Liebigite $\text{Ca}_2(\text{UO}_2)(\text{CO}_3)_3 \cdot 10\text{H}_2\text{O}$	"	"
f) Métalieberite	"	"
g) Zippéite et uranopilite 2 $\text{UO}_3\text{SO}_3 \cdot 5\text{H}_2\text{O}$ et $(\text{UO}_2)_2(\text{SO}_4)(\text{OH})_{10} \cdot 12\text{H}_2\text{O}$	"	"
h) Autunite $\text{Ca}(\text{UO}_2)_2(\text{PO}_4)_2 \cdot 8 - 12 \text{H}_2\text{O}$	"	"
i) minéral urano-plombifère rappelant la fourmariérite	"	"
j) au moins deux produits différents de décomposition encroûtant la pechblende (curite? uranophane?); variétés jaunes de carbonates de Ca—Mg—U (swartzite, andersonite, clarkéite) produites par l'évaporation des solutions circulant dans les ouvrages miniers actuels	"	"
k) Saléeite (provenant de la minéralisation de Badacsonyörs)	"	"



## 2. Sulfures et sulfo-sels

A quelques exceptions près ces minéraux accompagnent les minéraux uranifères et se rencontrent, en développement allotigène aussi bien que secondaire, surtout dans les lentilles riches en uranium, mais parfois aussi indépendamment des minéraux uranifères.

a) Pyrite, bactériopyrite ( $\text{FeS}_2$ )	constituant secondaire
b) Galène ( $\text{PbS}$ )	constituant allotigène et secondaire
c) Chalcopyrite ( $\text{CuFeS}_2$ )	constituant secondaire
d) Blende ( $\text{ZnS}$ )	constituant allotigène et secondaire
e) Marcassite ( $\text{FeS}_2$ )	constituant secondaire
f) Bornite ( $\text{Cu}_2\text{FeS}_2$ )	constituant secondaire
g) Tennantite ( $\text{Cu}_5\text{SsS}_2$ )	constituant allotigène et secondaire
h) Covellite ( $\text{CuS}$ )	constituant secondaire
i) Nickélite ( $\text{NiAs}$ )	constituant allotigène
j) Cobaltite ( $\text{CoAsS}$ )	constituant allotigène
k) Malachite ( $\text{Cu}_2(\text{OH})_2\text{CO}_3$ )	constituant secondaire
l) Molybdénite ( $\text{MoS}_2$ )	constituant secondaire(?)
m) Pyrrhotite ( $\text{FeS}$ ) - ?	?

L'énumération ci-dessus suit l'ordre d'abondance décroissante tel qu'il fut établi par les observations faites jusqu'à présent et qui peut se modifier par la suite de nouvelles découvertes.

## 3. Minéraux non-métalliques

- Hydromica chromifère
- Hydromica potassique proche de l'illite
- Hydromica à manganèse (mélange de  $\text{MnO}_2$  et d'un hydromica potassique)
- Radiobarytine ( $\text{BaSO}_4$ )
- Quartz enfumé ( $\text{SiO}_2$ )
- Dolomie ( $\text{Ca, Mg}(\text{CO}_3)_2$ ). Dolomie ferrique proche de l'ankérite et dolomie manganésifère. Sidérite ( $\text{FeCO}_3$ )
- Calcite ( $\text{CaCO}_3$ ) et manganocalcite
- Gypse ( $\text{CaSO}_4 \cdot 2 \text{H}_2\text{O}$ ).

Parmi les minéraux de gangue ce sont les hydromicas à Cr et à K qui sont les plus abondants et qui jouent un rôle décisif dans la formation des minéraux secondaires de l'uranium. *La radiobarytine, le quartz enfumé et certaines variétés de carbonate sont considérées des produits de solutions ascendantes.*



## a) Minéraux d'uranium

Uraninite ( $\text{UO}_2$ ) et Pechblende ( $\text{U}_3\text{O}_8$ )

Il est bien connu que ces deux minéraux présentent des habitus et des compositions fort variées suivant leur provenance. D'une manière générale on rencontre trois modifications faciles à distinguer même à l'œil nu :

- a) uraninite cristalline ayant une densité de 10,96,
- b) pechblende sphérolitique, réniforme, collomorphe à densité entre 7,31 et 8,39,
- c) une poudre noir de jais, appelée suie d'urane («Parapechblende»).

Sur ces trois variétés, la première (l'uraninite) est représentée à la Montagne Mecsek par un peu de détritit allotigène, tandis que les autres deux se rencontrent le plus souvent en développement secondaire, sous forme de croûtes massives, de veinules, disséminations poudreuses et imprégnations. Toutes ces variétés seront réunies dorénavant sous le terme de pechblende.

L'uraninite noir jais, d'aspect noduleux ou détritit, est plus abondant dans le champ NW que dans le champ SE. Sa surface porte normalement une incrustation brun noirâtre ressemblant à une espèce de membrane. Sous le microscope métallographique elle présente une réflexion grise à teinte brunâtre et des réflexions internes brun foncé; la teinte de ces dernières est plus clair que celle de la magnétite. Cette méthode ne permet pas de la distinguer de la pechblende. Cette dernière est moins dure que l'uraninite, grâce à des tissures quelle forme avec des micas secondaires: sa densité est aussi plus réduite, sa teinte un gris plus clair. Des réactions microchimiques révèlent l'uraninite moins plombifère que n'est la pechblende. On distingue les deux minéraux par l'analyse chimique ou en déterminant les constants de la maille par l'évaluation de diagrammes de rayons X (Planches I, 1-2-3-4 et II, 5-6).

En première approximation l'auteur a accepté comme base de différenciation les divergences des valeurs  $d(\text{\AA})$  entre les deux modifications, et cela en comparaison avec la  $\text{CeO}_2$  de structure analogue et avec l' $\text{UO}_2$  synthétique et naturelle, comme suit:

Tableau I.

1.		2.		3.		4.		5.		6.	
I.	$d/\text{\AA}$	I.	$d/\text{\AA}$	I.	$d/\text{\AA}$	I.	$d/\text{\AA}$	I.	$d/\text{\AA}$	I.	$d/\text{\AA}$
tf	3.11	70	3.11	100	3.11	tf	3.12	tf	3.13	100	3.14
m	2.70	60	2.70	30	2.69	f	2.73	m	2.72	50	2.73
tf	1.92	100	1.92	80	1.90	f	1.92	f	1.92	80	1.926
tf	1.63	100	1.63	60	1.62	f	1.63	tf	1.64	90	1.645
m	1.57	20	1.56	10	1.55	fa	1.57	fa	1.57	40	1.574
fa	1.36	20	1.36	10	1.35	fa	1.35	fa	1.35	30	1.365
f	1.25	50	1.25	30	1.24	f	1.24	m	1.25	60	1.251
f	1.22	50	1.21	20	1.21	fa	1.21	m	1.21	60	1.220
f	1.11	50	1.11	20	1.10			m	1.11	60	1.115
f	1.05	40	1.04	20	1.04			m	1.05	70	1.05

1. Uraninite,  $\text{UO}_2$  — champ minéralisé NW
2. Uraninite, ASTM
3.  $\text{CeO}_2$  synthétique (Cl. Frondel)
4. Uraninite,  $\text{UO}_2$  — champ minéralisé SE
5. Uraninite,  $\text{UO}_2$  — champ NW, niveau de roulage
6. Uraninite,  $\text{UO}_2$  synthétique (Cl. Frondel).

Ici et dans les tableaux suivants la gamme des intensités est indiquée par les symboles ci-dessous:

tf	= très fort
f	= fort
m	= moyen
fa	= faible
tfa	= très faible
exfa	= extrêmement faible
r	= diffuse

D'après l'évaluation des diagrammes de rayons X les modifications secondaires de l'oxyde d'uranium qui accompagnent les variétés pures d' $\text{UO}_2$  appartiennent dans tous les deux champs aux variétés caractérisées par un remplacement partiel de l' $\text{U}^{4+}$  par  $\text{U}^{6+}$  et  $\text{Th}^{4+}$  et par une certaine teneur en  $\text{PbO}$ . Par conséquent, c'est surtout sous forme de *pechblende* et de «*suie d'urane*» que se manifestent les oxydes d'uranium dans lesquelles prépondère l'uranium hexavalent suivant la formule  $\text{U}_3\text{O}_8$ . Pour ce qui est de l'explication du phénomène, nous y reviendrons plus loin.

En confrontant ses résultats avec les données rencontrées dans la littérature, l'auteur a trouvé que la formule exprimant le mieux la composition des oxydes d'uranium secondaires, très rarement purs et enchevêtrés dans tous les deux champs minéralisés avec des micas secondaires, est

$$[(\text{U}, \text{Th})\text{O}_2 / (0 - 0,5 \text{UO}_3) (\text{PbO})].$$

Les teneurs en  $\text{UO}_3$  furent déterminées par analyse chimique [L. Stocker — KFKI (Institut central de recherches en physique, Budapest) et J. Dunay — (Institut de recherches de l'Industrie Métallique, Budapest)], celles en thorium par spectrographie (I. Kubovics), celles en plomb par réactions microchimiques. Les données les plus importantes des diagrammes à rayons X sont énumérées en Tableau II.

1. Pechblende, croûte noire à éclat gras
2. Pechblende, disséminations poudreuses vert noirâtre (suie d'urane)
3. Pechblende à agrégats de  $\text{PbS}$  prélevé sur un tronc d'arbre silicifié et carbonisé
4. Pechblende — ciment noir entre grains de quartz
5. Pechblende — de minuscules nodules noirs
6. Pechblende — impressions noires ressemblant à des sceaux.

Toutes les deux variétés (allotigène et secondaire) d'oxyde d'uranium sont souvent accompagnées de pyrite. Elles sont fréquemment encroûtées par la pyrite ou s'alternent rythmiquement avec elle. Très souvent elles contiennent de la galène, sous forme d'inclusions de cristaux idiomorphes, de configurations

Tableau II.

1.		2.		3.		4.		5.		6.	
I.	d/Å	I.	d/Å	I.	d/Å	I.	d/Å	I.	d/Å	I.	d/Å
m	3.116	f	3.096	f	3.109	tf	3.109	tf	3.121	tf	3.121
f	2.704	m	2.692	m	2.698	m	2.704	ke	2.709	tf-f	2.704
m(r)	1.920	f	1.911	m(rf)	1.916	f	1.922	f	1.917	f	1.915
tf	1.631	f(r)	1.629	f	1.631	m	1.648	tf	1.639	f	1.635
tfa	1.568	tfa	1.565	fa	1.566	fa	1.561	m-fa	1.568	fa	1.561
m	1.512	—	—	tfa	1.485	fa-m	1.504	fa	1.503	tfa	1.498
—	—	tfa	1.360	m	1.359	m	1.364	fa	1.360	tfa	1.346
—	—	fa	1.246	m	1.241	m	1.241	m	1.245	—	—
—	—	fa(r)	1.215	—	— ?	—	—	m	1.210	—	—
—	—	fa	1.156	—	— ?	—	—	m	1.118	—	—
—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—

lobées et de disséminations fines. Dans deux cas, l'auteur a réussi à prouver la présence de cobaltite et de nickélite.

Le fait qu'on a décelé les variétés susmentionnées d'oxyde d'uranium ne signifie cependant pas que ce sont les seules à constituer le minerai d'uranium de la Montagne Mecsek. La littérature connaît jusqu'à 22 phases U-O dont 13 sont bien définies. Entre  $\text{UO}_2$  et  $\text{U}_3\text{O}_8$ , maintes transitions sont possibles dépendant du degré auquel  $\text{U}^{4+}$  est substitué par  $\text{U}^{6+}$ ,  $\text{Th}^{4+}$  ou terres rares. Il est bien connu que le composé  $\text{UO}_2$  cristallise dans une maille du type  $\text{AB}_2$  — fluorite — et que  $\text{UO}_3$  est supposé orthorhombique. Le rapport moléculaire  $\text{UO}_2/\text{UO}_3$  change au fur et à mesure que se modifie le degré d'oxydation: la maille cubique de la fluorite se déforme graduellement et se transforme en fin de compte en une modification orthorhombique, puis hexagonale à la formule  $\text{U}_3\text{O}_8$ .

Le chauffage de l'uraninite entre 450 et 900 degrés C. dans un courant d'azote, procédé qui a pour résultat une «détrempe» du minéral, réduit les dimensions de la maille. Les réflexions de base calculées suivant la règle de Vegard indiquent que cette réduction est due à un certain réarrangement des atomes d'oxygène de l'uraninite qui sont, à ce qu'on suppose, dans un état partiellement désordonné en présence de thorium et de terres rares. Pour des taux élevés de thorium et de terres rares ce désordonnement peut atteindre un degré remarquable, étant dû d'après les observations au bombardement par des particules  $\alpha$ , et dont la valeur-limite est déterminée par le rapport  $\text{ThO}_2:\text{RO}$  (R représentant les terres rares).

D'après les investigations de R. Berman l'uranium tétravalent des uraninites provenant des pegmatites est substitué à un degré plus élevé que dans l' $\text{UO}_2$  artificiel produit à des températures pegmatitiques. Ceci pourrait être dû à la circonstance que dans le minéral l'uranium tétravalent est remplacé en dehors de l'uranium hexavalent aussi par du plomb radiogène, ce qui ne pourrait encore obtenir pour les produits de laboratoire.

La „pechblende” se formant dans les faciès hydrothermale et sédimentaire n'est décrite par la formule  $\text{U}_3\text{O}_8$  qu'en une approximation fort grossière, car l' $\text{UO}_3$  dû à l'oxydation de l'uranium peut entrer en quantités diverses dans la



maille cubique de  $\text{UO}_2$ . Il en découle que la stabilité de la phase  $\text{U}_3\text{O}_8$  doit être limitée et qu'elle ne pourrait se conserver longtemps dans des conditions naturelles.

$\beta$ ) Soddyite —  $(\text{UO}_3)_5 \cdot (\text{SiO}_4)_2 (\text{OH})_2 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$

Dans les deux champs minéralisés, celui du NW aussi bien que du SE, abondent des impressions rappelant des sceaux ou parfois des fragments de schiste argileux, de couleur noir jais, vert noirâtre et jaunâtre. D'après les observations microscopiques elles sont pour la plupart inhomogènes, se composant d'éléments fibreux-filiformes à transparence vert grisâtre. Sous une illumination forte on observe en lame mince que l'intérieur de ces éléments est tacheté

Tableau III.

Soddyite — Champ N Groupe principal de gisements. Niveau de roulage		Soddyite — Champ N dans grès vert prélevé de la halde		Soddyite — Champ S Groupe principal de gisements. Lentille inférieure No II.		Soddyite - Ruggie Pegmatite Crafton Center	
I.	d(Å)	I.	d(Å)	I.	d(Å)	I.	d(Å)
?	?	?	?	?	?	8	6.24
—	—	fa	4.81 ?	tfa	4.70	3	4.71
m	4.47	f	4.48	—	— ?	9	4.48
tf(r)	3.33	tf(r)	3.32	tf	3.32	10	3.32
—	—	—	—	—	—	2	3.22
fa	2.96	exfa	2.95	tfa	2.97	3	2.95
—	—	—	—	—	—	2	2.75
m-f	2.70	m	2.71	m	2.70	7	2.69
f(r)	2.46	m	2.47	fa(r)	2.46	6	2.47
fa(r)	2.39	fa(r)	2.39	—	—	1	2.39
—	—	—	—	—	—	2	2.32
fa	2.25	tfa	2.25	fa	2.26	2	2.26
—	—	tfa	2.19	—	—	1	2.18
—	—	—	—	fa	2.09	4	2.09
—	—	fa(r)	1.98	tfa	1.97	4	1.975
m	1.92	fa	1.91	—	—	4	1.908
—	—	—	—	—	—	5	1.855
fa(r)	1.82	fa(r)	1.82	fa-m	1.82	1	1.823
—	—	—	—	—	—	2	1.772
—	—	—	—	—	—	1	1.731
fa	1.69	fa(r)	1.70	fa	1.69	3	1.699
m	1.66	fa(m)	1.66	tfa	1.67	4	1.664
m	1.64	m	1.64	—	—	4	1.641
—	—	—	—	—	—	2	1.601
tfa	1.55	fa	1.55	fa	1.55	1	1.551
—	—	—	—	—	—	3	1.523
—	—	—	—	—	—	1	1.503
tfa	1.46	tfa	1.46	—	—	1	1.463
—	—	—	—	tfa	1.41	3	1.406
tfa	1.37	—	—	fa	1.37	1	1.374
—	—	—	—	fa	1.29	1	1.289
—	—	—	—	fa	1.26	3	1.268
—	—	—	—	fa	—	1	1.220
—	—	—	—	tfa	1.14	3	1.148

par des agrégats opaques ressemblant à un pigment. D'après les études au microscope métallographique et aux rayons X (pour les résultats de ces dernières voir Tableau III.), ce pigment se compose de pechblende. L'auteur n'a trouvé de cristal indépendant de soddyite que dans un seul cas (Planche II, Fig. 7). La soddyite se présente normalement sous forme d'incrustations sur pechblende, en cristaux à terminaisons bipyramidales, mais c'est les enchevêtrements orientés entre mica chromifère et soddyite qui sont les plus fréquents. Les fibres et écailles minces et translucides sont légèrement pléochroïques; les fibres ont un caractère optique négatif suivant leur longue axe. Le minéral ne possède pas de fluorescence sous la lumière ultra-violette. Chauffé dans l'acide hydrochlorique (HCl) il se dissout tandis que se précipite un gel de silice. Son index de réfraction est de l'ordre de  $n = 1.67$ . Les données des diagrammes de rayons X de la soddyite sont présentées en Tableau III.

γ) Coffinite —  $U(SiO_4)_{1-x}(OH)_{4x}$

L'auteur l'a décelé dans un seul cas dans le champ de minéralisation NW où elle se présentait sous forme d'une *incrustation veloutée noire à teinte brune*. Elle s'est formée par la suite de processus secondaires: compte tenu des conditions de migration locales, elle est probablement plus abondant qu'on ne l'ait démontrée jusqu'ici. Son aspect extérieur rappelle à un certain degré les variétés noires de la «pechblende» («suie d'urane») et de la soddyite en taches. La coffinite, étudiée dans tous les détails dans le complexe minéralisé du Colorado, est noire à éclat adamantin et se forme normalement dans un milieu organique — lignitique — en compagnie de minéraux d'uranium contenant de  $V^{3+}$  et de la pechblende. Sous sa forme la plus abondante elle est brun foncé ou clair avec de nombreuses inclusions opaques. Sous le microscope on le voit inhomogène: a) *les grains fins*, à faible biréfringence, ressemblent un peu aux minéraux argileux; b) *les grains brun clair ou brun noirâtre se révèlent isotropes*.

Tableau IV.

Coffinite - Champ du N		Coffinite, Mesa County - Colo. L.R. Stieff — T.W. Stern — A.M. Sherwood	
I.	d (A)	I.	d (A)
m	4.65	m	4.66
m	3.47	f	3.47
tfa	2.78	fa	2.78
m	2.63	m	2.64
fa - m	2.46	fa	2.46
m - fa(r)	2.18	fa	2.18
m - fa	1.98	fa - m	2.01
-	-	fa	1.841
f	1.803	m	1.801
tfa(r)	1.739	fa	1.737
-	-	tfa	1.629
fa	1.559	tfa	1.556
-	-	exfa	1.451
fa	1.436	tfa	1.435

L'intérieur de quelques grains de coffinite est tachetée par des îlots de retrait d'aspect colloïdal (Planche II, Fig. 8.).

Sous le microscope métallographique, la coffinite présente un aspect légèrement vitreux, veiné, à phénomènes de réflexion rappelant l'uraninite.

L'analyse microchimique a révélé la présence de vanadium et d'une quantité minuscule de plomb à côté de l'uranium.

Les données du diagramme de rayons X de la coffinite sont présentées en Tableau IV.

δ) *Liebigite* —  $\text{Ca}_2(\text{UO}_3)(\text{CO}_3)_3 \cdot 10 \text{H}_2\text{O}$

Ce minéral est beaucoup plus abondant dans le groupe principal de gisements du champ NW que dans le champ SE. Il se rencontre le plus souvent dans les lentilles riches en uranium, sur la «pechblende», sous forme de dendrites à couleur vert herbe à éclat de verre, visibles à peine à l'œil nu; cependant, des agrégats disséminés de cristaux se rencontrent aussi par endroits. (Planche III, Fig. 9.) En lumière ultra-violette le minéral possède une forte luminescence verte. C'est grâce à cette méthode qu'on a pu se rendre compte de son abondance dans le champ NW. Sous le microscope on observe de minuscules plaques au clivage suivant (100) (Planche III, Fig. 10.). L'index de réfraction est de l'ordre de 1,50. L'axe optique est presque perpendiculaire aux plaques, le caractère optique est positif. Le pléochroïsme est jaune à vert, à peine perceptible. Dans le HCl normal elle se dissout à la température ambiante en faisant effervescence, sous échappement de  $\text{CO}_2$ . Chauffée, elle perd de l'eau et se réduit à un globule

Tableau VI.

1.		2.		1.		2.	
Liebigite - Champ N Lentille No 218 a		Liebigite - Jachymov HT. Evans. Cl. Frondel		Liebigite - Champ N, Lentille No 218/a		Liebigite - Jachymov HT. Evans. Cl. Frondel	
I.	d (A)	I.	d (A)	I.	d (A)	I.	d (A)
tf	6.82	9	6.81	m	2.17	4	2.18
tfa	6.07	2	6.07	tfa	2.11	2	2.12
tf	5.37	10	5.37	—	—	5	2.01
tfa	4.99	1	4.98	fa	1.92	2	1.929
m	4.55	6	4.55	tfa	1.84	1	1.852
m(r)	4.08	5	4.10	m	1.72	4	1.731
—	—	1	3.93	tfa	1.67	2	1.684
tfa	3.79	2	3.79	tfa	1.57	2	1.575
tfa	3.59	4	3.60	tfa	1.54	1	1.547
m	3.36	7	3.35	—	—	—	—
f	3.17	8	3.16	tfa	1.48	2	1.497
tfa	3.01	2	3.04	—	—	—	—
tfa	2.82	2	2.85	tfa	1.45	1	1.451
—	—	2	2.75	—	—	1	1.423
f	2.58	4	2.59	—	—	1	1.402
fa	2.46	3	2.47	tfa	1.37	—	—
—	—	3	2.32	tfa	1.32	1	1.321
fa	2.29	3	2.28	tfa	1.29	2	1.301



noir fondu. Des réactions microchimiques ont décelé sa présence dans la liebigite de Ca, U, CO<sub>2</sub> et H<sub>2</sub>O.

Les raies du diagramme de rayons X de la liebigite de la Montagne Mecsek sont énumérées en Tableau V.

ε) *Métaliegibite* sp. n.?

Elle se rencontre dans le champ minéralisé NW où elle forme des efflorescences vert bleuâtre. C'est aux mêmes endroits que la liebigite fut retrouvée. En aspect et couleur, la métaliegibite ressemble en maints rapports à la liebigite: en lumière ultra-violette elle possède une luminescence vert bleuâtre. L'inspection microscopique révèle l'abondance de cristaux filiformes ayant parfois des faces courbes dues à une facilité extraordinaire de translation. Ces cristaux présentent parfois des terminaisons caractéristiques. Le caractère optique est positif dans le sens des minces plaques de translation: l'extinction est oblique par rapport à cette direction, et ceci à un angle de 30 degrés. Le minéral est biaxe positif, la valeur de 2V est moyenne. L'une des binormales est presque perpendiculaire aux faces de clivage. Dans sa composition chimique figurent la chaux, le magnésium et l'uranium, ainsi que des traces de SO<sub>4</sub><sup>-</sup>. Par élévation de température le minéral ne se dissout que peu dans l'eau distillée.

D'après son comportement optique, le minéral est vraisemblablement monoclinique et doit appartenir à une classe manquant de centre de symétrie puisque ses cristaux sont piézoélectriques.

Sa composition chimique, son comportement optique et le fait qu'elle se dissout dans l'eau excluent qu'elle soit identique à la liebigite.

*Un diagramme de rayons X pris sur un matériel soigneusement trié ne cadre avec aucun minéral décrit dans la littérature; par conséquent, nous considérons notre minéral comme une nouvelle espèce et le désignons de façon préliminaire par le nom de métaliegibite bien qu'il s'agisse d'une espèce spéciale locale (mecsekienne). (Planche III, Fig. 11.)*

Tableau VII.

Métaliegibite (?) Champ minéralisé du NO							
Int.	d (hkl)	Int.	d (hkl)	Int.	d (hkl)	Int.	d (hkl)
tf	10.67	tfa	3.34	tfa	1.957	tfa	1.524
tf	8.35	fa	3.21	tfa	1.922	tfa	1.481
fa	7.41	fa	3.05	exfa	1.865	tfa	1.434
f	6.70	tfa	2.96	fa	1.835	tfa	1.421
exfa	6.16	fa	2.88	fa	1.801	tfa	1.352
m	5.62	fa	2.82	tfa	1.774	tfa	1.319
m	5.05	m	2.69	tfa	1.750	tfa	1.299
tfa	4.66	tfa	2.62	tfa	1.731	tfa	1.278
fa	4.43	tfa	2.53	fa	1.692	tfa	1.261
m	4.17	m	2.49	tfa	1.660	tfa	1.230
tfa	4.00	fa	2.38	tfa	1.623	tfa	1.183
m	3.93	tfa	2.29	tfa	1.600	tfa	1.155
tfa	3.49	fa - m	2.15	exfa	1.569	tfa	1.148
		fa	2.09				

### 2) Zippéite et uranopilite



Nodules et efflorescences jaune citron qui se bornent presque exclusivement au champ SE. Elles se trouvent normalement dans des lentilles et filets enrichis en oxydes d'uranium, en compagnie de gypse et moins souvent de calcite, aux endroits où les venues d'eau dans la mine ont un taux de sulfate passablement élevé. D'après nos observations, les lentilles en question sont les plus riches en pyrite; elles sont encaissées dans un grès passant à une couleur rouge due à l'acide sulfurique produit par l'oxydation de la pyrite. (Planche III, Fig. 12. et IV, Fig. 13.) En lumière ultra-violette le minéral manifeste une luminescence vert jaunâtre ressemblant à celle de l'autunite. (Planche IV, Fig. 14.) Son étude au microscope doit s'effectuer à l'état fraîche et sous un enduit de baume de Canada, car il perd de l'eau dans un jour ou deux et devient amorphe en brunissant. D'après les observations de l'auteur, la zippéite et l'uranopilite forment des lattes épaisses de 3 à 4, rarement 15 microns, longues de 160 microns au plus, manifestant deux types d'habitats: *a*) les unes sont des cristaux monocliniques à caractère positif dans le sens de l'allongement, et délimités surtout par des pinacoïdes, par rapport auxquelles l'extinction est oblique sauf dans l'orthozone; *b*) pour les autres, les pinacoïdes (001) sont perpendiculaires aux faces allongées (100) et (010); leur extinction est droit partout, leur caractère négatif. Ces deux habitats indiquent la présence, et de l'uranopilite, et de la zippéite. Le diagramme de rayons X donne les raies, parfois coïncidentes, de tous les deux minéraux. L'observation au microscope révèle la prépondérance de la modification monoclinique, c'est-à-dire de l'uranopilite; cependant, les valeurs  $d(\text{\AA})$  de la zippéite sont plus nombreuses parmi les raies des diagrammes de rayons X, peut-être parce que la zippéite est plus stable que l'autre. Il est à noter que la préparation poudreuse brunit sous les rayons X et se transforme en une masse isotropique. D'après les données qu'on rencontre dans la littérature (Novaček 1935, Larsen 1921, Chervet — Branche), la zippéite peut être orthorhombique tout aussi bien que monoclinique tandis que les cristaux de l'uranopilite sont plus vraisemblablement tricliniques que monocliniques. D'après les observations faites par l'auteur au microscope, leurs habitats et les divergences de leurs caractères optiques suggèrent que la zippéite soit orthorhombique et l'uranopilite, monoclinique. Par conséquent, la présence de toutes les deux variétés est probable, et la méta-uranopilite reconnue par Novaček est vraisemblablement aussi représentée. D'une solution sulfatée, c'est l'uranopilite qui se précipite d'abord: elle se transforme en zippéite en perdant de l'eau. La zippéite ne peut se former que dans un milieu anhydre, en dessus du niveau phréatique du moment. Elle possède une fluorescence très faible à l'ombre de la lumière ultra-violette, tandis qu'elle émet une brillance jaune vif sous la lumière d'une ampoule de quartz à vapeur de mercure. Son index de réfraction varie entre 1.60 et 1.72. Elle se dissout dans les acides dilués. Des réactions microchimiques ont prouvé des teneurs en U, Ca, Fe ( $\text{SO}_4$ ). La chaux et le fer peuvent être des contaminations tout aussi bien que des produits de lessivage de calcite et de gypse.

Tableau VIII/a

Zippéite et uranopillite Champ Sud Niveau I.		Zippéite, Jachymov Cl. Frondel		Zippéite et uranopillite Champ Sud Niveau I.		Zippéite, Jachymov Cl. Frondel	
Int.	d(Å)	Int.	d(Å)	Int.	d(Å)	Int.	d(Å)
?	?	—	—	m	2.66	5	2.65
f	8.64	4	8.65	fa	2.56	—	—
tf	7.09	10	7.06	—	—	5	2.47
—	—	2	6.45	tfa	2.34	2	2.34
fa	5.43	4	5.44	—	—	—	—
—	—	—	—	—	—	—	—
—	—	—	—	fa	2.20	2	2.21
m	4.26	5	4.27	—	—	2	2.14
—	—	—	—	—	—	5	2.09
fa	3.86	3	3.88	fa	2.05	6	2.05
m	3.64	4	3.63	—	—	—	—
—	—	8	3.51	m	1.94	6	1.935
fa	3.26	—	—	—	—	2	1.876
m	3.13	9	3.12	—	—	2	1.856
m-fa	2.89	6	2.86	m	1.816	5	1.816
—	—	—	—	fa	1.745	6	1.745
—	—	2	2.71				

Tableau VIII/b

Zippéite - Champ Sud, Niveau II.		Zippéite - Jachymov Cl. Frondel (1952)		Zippéite - Champ Sud, Niveau II.		Zippéite - Jachymov Cl. Frondel (1952)	
I.	d/Å	I.	d/Å	I.	d/Å	I.	d/Å
m(r)	8.66	4	8.65	m	2.05	5	2.05
tf	6.99	10	7.06	m	1.936	6	1.935
—	—	2	6.45	tfa	1.880	2	1.876
fa	5.43	4	5.44	tfa	1.818	2	1.856
m	4.26	5	4.27	fa	1.753	5	1.816
—	—	3	3.88	tfa	1.687	6	1.745
m	3.65	4	3.63	—	—	1	1.694
m	3.50	8	3.51	—	—	1	1.666
m	3.13	9	3.12	—	—	1	1.632
m	2.87	6	2.86	m	1.594	5	1.598
fa	2.68	2	2.71	—	—	2	1.563
m	2.64	5	2.65	tfa	1.512	2	1.519
m	2.47	5	2.47	—	—	1	1.494
—	—	2	2.34	—	—	2	1.458
—	—	4	2.21	—	—	4	1.424
—	—	3	2.14	tfa	1.391	1	1.396
tfa(r)	2.08	2	2.09				

### 2.) Autunite, $\text{Ca}(\text{UO}_2)_2(\text{PO}_4)_2 \cdot 8-12 \text{H}_2\text{O}$

Ses minuscules plaquettes jaune citron micacées ne furent rencontrées jusqu'ici que dans le champ minéralisé SE. En lame mince on observe des plaquettes carrées de 250 à 300 microns de côté, à clivage prononcé (001).



Le caractère optique est positif, l'index de réfraction égale à 1.604, la biréfringence moyenne. Les réactions microchimiques ont démontré Ca, U, P et eau de cristallisation (Planche IV, Fig. 15.).

*a) Incrustations jaune citron*

On rencontre dans tous les deux champs minéralisés des enduits jaune citron et oranges: ils sont légèrement plus abondants dans le champ SE. Au microscope on en distingue deux variétés:

a) écailles jaune citron qui manifestent de la polarisation en agrégat,

b) fragments vert bouteille à l'aspect vitreux. Toutes les deux se rencontrent en compagnie de minéraux non uranifères (gypse, calcite, dolomie), surtout dans les lentilles les plus oxydées à teinte rougeâtre. Sur une quantité fort réduite d'échantillon l'auteur a réussi à démontrer jusqu'à présent Pb, U, V. Chauffées, ces substances perdent de l'eau et brunissent ou noircissent tandis que se dégage un sublimat d'oxyde de plomb. A l'aide du liquide de Thoulet on arrive à en séparer deux fractions: la fraction légère se compose des constituants jaune citron, la fraction lourde des fragments vert bouteille. Les limites nous imposées par la pénurie de matériel à étudier ne nous ont pas permis d'études plus poussées sauf pour la prise d'un diagramme de rayons X. Ce dernier indique qu'il s'agit vraisemblablement d'au moins deux minéraux uranifères distincts, mais la présence d'une nouvelle espèce n'est pas exclue non plus. Toutes les deux fractions donnent les raies principales de la pechblende, mais de nombreuses autres raies suggèrent aussi la fourmariérite. Toutefois, la couleur, l'habitus et le comportement optique du minéral ne cadrent pas avec ceux de ces deux minéraux, circonstance qui nous oblige de continuer l'étude de ces substances.

La roche psammitique minéralisée est saturée dans tous les deux champs de mine par une solution uranifère et l'eau circulant dans les galeries contient, à part sa teneur en Ca, Mg et hydrocarbonates, aussi des ions de sulfate. D'après les analyses, cette solution peut contenir jusqu'à plusieurs milligrammes d'uranium par litre. Il s'imposait donc du point de vue de la science aussi bien que de l'exploitation d'expliquer la façon dont se dissout et se déplace l'uranium dans ces solutions.

En trempant pendant plusieurs jours 20 grammes de minerai dans 500 cm<sup>3</sup> d'eau distillée, l'auteur a pu déterminer l'augmentation dans le temps de la teneur en uranium de la solution. En évaporant cette dernière (à 90 à 100 degrés C. environ) il a obtenu un enduit poudreux jaune citron, jaune et jaune brunâtre tandis que se sont formés des cristaux non uranifères ressemblant au sel gemme dont calcite, trona (soude), gypse et autres cristaux non encore définis.

En séparant le résidu d'évaporation en deux fractions par du bromoforme, l'auteur a réussi à concentrer les sels uranifères dans l'une des fractions, avec toutefois une partie de la calcite. Par la suite, il a séparé sous le microscope les composants jaunes de ceux incolores, non uranifères, et en a déterminé les composants chimiques les plus abondants par des réactions microchimiques. La substance contient à côté de l'eau de cristallisation Mg, Ca, Na, Pb (CO<sub>2</sub>) et des traces de (SO<sub>4</sub>) ainsi qu'une quantité d'uranium. Elle ne manifeste de luminescence qu'après irradiation prolongée par lumière ultra-violette;

même alors, cependant, sa luminescence est peu caractéristique. Son indice de réfraction est voisin de celui du baume de Canada, mais on observe aussi des parties plus réfringentes. Au microscope, la substance se révèle inhomogène.

Tableau IX.

Diagramme de rayons X de la poudre jaune, produit d'évaporation (fraction lourde)

Poudre jaune, Swartzite - clarkéite, Champ du S		Clarkéite - Spruce Mine Gruner (1954), Cl. Fronzel (1956)		Swartzite - Utah, Hillside mine; Axelred - Grimaldi (1951)	
I.	d/Å	I.	d/Å	I.	d/Å
tfa	10.96	1	10.98	—	—
fa	8.75	1	8.33	10	8.76
m	7.28	—	—	9	7.31
m	6.36	2	6.70	5	6.37
m	5.78	8	5.77	1	5.83
f	5.47	—	—	10	5.50
—	—	—	—	1	5.13
m	4.80	—	—	8	4.82
—	—	—	—	2	4.62
fa	4.07	4	4.09	2	4.37
—	—	—	—	2	3.85
m	3.65	—	—	7	3.66
—	—	—	—	5	3.53
f	3.35	9	3.34	1	3.39
—	—	—	—	1	3.31
—	—	—	—	1	3.25
f	3.17	10	3.17	7	3.19
—	—	—	—	2	3.11
tfa	3.03	—	—	1	3.04
m	2.91	3	2.92	8	2.91
fa	2.82	—	—	2	2.82
fa	2.69	5	2.69	5	2.28
tfa (r)	2.49	3	2.45	3	2.23
tfa	2.27	—	—	2	2.19
tfa	2.10	—	—	2	2.10
m	2.04	2 - 1	2.06 - 2.03	8	2.06
m	1.97	7	1.968	5	1.817
m (r)	1.86	6	1.863	8	1.707
tfa	1.805	—	—	2	1.375
tfa	1.698	2	1.697	2	1.268
fa	1.632	5	1.636	3	1.217
tfa	1.588	2	1.589	2	0.962
tfa	1.540	1	5.537	—	—
tfa	1.420	1	1.416	—	—
tfa	1.385	1	1.389	—	—
—	—	2	1.351	—	—
fa	1.279	4	1.278	—	—
tfa	1.240	2	1.239	—	—
tfa	1.224	1	1.224	—	—
tfa	1.818	1	1.182	—	—
tfa	1.156	1	1.152	—	—
tfa	1.147	1	1.140	—	—
tfa	1.121	2	1.118	—	—
tfa	1.064	2	1.064	—	—
tfa	1.043	2	1.044	—	—

Après qu'on ait décidé qu'il s'agit d'un carbonate d'uranium, ainsi que ce fut prouvé grosso modo par les résultats chimiques, il a fallu mettre en oeuvre les rayons X afin d'en déterminer la nature exacte. L'évaluation du diagramme a révélé que la poudre jaune, produit d'évaporation, se compose principalement de deux minéraux, swartzite et andersonite, accompagnés par de la clarkéite. C'est la clarkéite qui est plus réfringent que la swartzite. Pour le moment nous ne sommes pas encore en mesure de séparer ces minéraux.

D'après les études dont on vient de parler, la migration de l'uranium a lieu surtout sous forme de carbonate calcique et magnésien, correspondant aux minéraux swartzite et andersonite. La clarkéite se forme probablement au cours de l'évaporation mais il n'est pas exclu que le plomb fréquemment démontré dans les efflorescences y soit présent sous forme de clarkéite. La présence de la swartzite ne résoud pas de façon inéquivoque le problème de la mobilisation de l'uranium, parce que la littérature connaît de nombreux carbonates de  $Mg-U$  facilement solubles dans l'eau et dont la formation ne serait rien d'étonnant dans les conditions qui règnent dans la Montagne Mecsek.

L'évaporation de la solution à une température inférieure aurait sans doute mené à la précipitation d'autres modifications du carbonate complexe  $(Mg, Ca)$ ,  $Na$ ,  $U$ .

*q) Andersonite*  $Na_2Ca(UO_2)(CO_3)_3 \cdot 6 H_2O$  et

*Clarkéite*  $(Na, K, Ca, Pb)_2U_2O_7 \cdot n H_2O$

Au microscope on observe que ces deux minéraux de couleur semblable mais de réfraction inégale se comportent de façon différente dans les acides dilués. L'une se dissout en faisant effervescence sous échappement de  $CO_2$ , tandis que la dissolution de l'autre est beaucoup plus lente. Pour le moment il nous paraît fort difficile de distinguer ces deux minéraux avant leur dissolution. L'analyse chimique fut empêchée assez longtemps par la présence constante de plomb et d'éléments dérangeant les réactions tels que  $Ca$ ,  $Mg$ ,  $Na$ . Jusqu'ici, la littérature n'a pas fait mention de minéral carbonaté contenant et l'uranium et le plomb: par conséquent, il était indiqué de supposer la présence d'au moins deux minéraux distincts. L'auteur a donc préparé le diagramme de poudre d'un échantillon d'environ 0.1 mg, soigneusement trié sous le microscope. Au cours de la pulvérisation, l'échantillon est devenu pâteuse et perdait d'eau. Le diagramme se compose de peu de raies, toutes floues et faibles ce qui peut être dû soit à la quantité minuscule de l'échantillon, soit à l'effet isotropisant des rayons X. Toutefois, pour des quantités aussi réduites de matériel on ne peut se passer des rayons X, les seuls à donner des points d'appui. On peut donc dire que la distinction des deux minéraux n'est actuellement pas encore possible.

L'andersonite,  $(Na_2Ca)(UO_2)(CO_3)_3 \cdot 6 H_2O$  est un minéral qui entre de façon plausible dans la chaîne des phénomènes de migration de l'uranium. Elle se dissout dans l'eau aussi facilement que la swartzite ou la bayleyite et de ce fait se forme exclusivement là où les solutions uranifères, contraintes à la stagnation, commencent à s'évaporer graduellement.



Tableau X.

Incrustations jaune clair, vert clair, Champ du N, 1959		Andersonite - Arizona Axelrod - Grimaldi etc. 1951		Clarkéite - Spruce mine, Gruner (1954), Fronzel (1956)	
I.	d/Å	I.	e/Å	I.	d/Å
m - r	10,88 - 12.64	10	13.0	1	10.98
-	?	3	9.51	1	8.33
m	7.96	10	7.97	2	6.70
-	?	2	6.56	8	5.77
m	5.67	10	5.68	4	4.09
m	5.23	10	5.22	9	3.34
m	4.35	6	4.35	10	3.17
fa	4.18	6	4.19	3	2.92
tfa	4.01	4	4.04	5	2.69
-	-	3	3.82	4	2.61
m	3.71	8	3.71	3	2.45
-	-	2	3.49	2	2.06
m - fa	3.33	2	3.34	1	2.03
fa	3.17	5	3.15	7	1.968
fa	3.02	7	3.00	6	1.863
tfa	2.77	6	2.79	5	1.764
fa	2.69	5	2.45	2	1.697
exfa	2.38	5	2.39	3	1.676
exfa	1.99	4	2.36	5	1.636
exfa	1.94	7	2.21	2	1.589
tfa	1.89	4	2.04	2	1.564
tfa	1.76	4	2.01	1	1.537
exfa	1.74	4	1.977	1	1.416
?	?	4	1.957	1	1.389
?	?	4	1.933	2	1.351
?	?	4	1.895	4	1.278
?	?	6	1.852	2	1.239
?	?	5	1.749	1	1.227
?	?	3	1.684	1	1.182 (r)
?	?	4	1.573	1	1.152
exfa	1.395	3	1.393	1	1.140
-	-	3	1.344	2	1.118
exfa	1.068	3	1.262	2	1.064
exfa	1.041	3	1.232	2	1.044
exfa	1.040	2	1.038	2	0.989
-	-	2	0.980	1	0.975
-	-	2	0.951	1	0.947
-	-	2	0.819	1	0.937
-	-	2	0.801	1	0.929
				1	0.917

C'est par la présence de l'andersonite et de la swartzite que s'explique l'observation que les halides ont des teneurs en uranium décroissantes dans le temps.

ω) Saléeite,  $Mg(UO_2)_2(PO_4)_2 \cdot 8-10 H_2O$

Formant des amas de minuscules écailles vert clair, vert herbe à clivage facile, la saléeite est un minéral biaxe négatif; son extinction est oblique par rapport au clivage (001). En dehors de ce clivage on en remarque un autre moins prononcé suivant une direction perpendiculaire.

Les angles d'extinction sont :

$$6^{\circ} 30'$$

$$7^{\circ} 30'$$

$$7^{\circ} 0'$$

D'après les données qu'on trouve dans la littérature, la valeur  $2V$  varie dans des limites très larges, en fonction de la teneur en eau. L'auteur a observé les valeurs suivantes :

$$2V = 0 - 10^{\circ} \text{ et}$$

$$2V = 65^{\circ}$$

Les indices de réfraction sont  $n_1 = 1.56$ ,  $n_2 = 1.59$ . La luminescence est d'un jaune citron vif, ressemblant à celle de l'autunite. La saléeite se dissout lentement dans l'acide hydrochlorique et plus rapidement dans les acides concentrés. Sa dissolution dans  $H_2SO_4$  est accompagnée par la précipitation de kiesérite et d'epsomite. Chauffée, elle perd de l'eau et fond en formant un globule noir. Les réactions microchimiques révèlent la présence de U, P, Mg, d'eau de cristallisation et de faibles quantités de Ca et As. Sa teneur en U est de l'ordre de 60 à 64%. (Planche IV, Fig. 16.)

D'après les données qui figurent dans la littérature, la saléeite est un minéral secondaire fréquent (à Schneeberg dans l'Erzgebirge de Saxe, à Sabugal au Portugal, en Vendée en France etc.). Elle accompagne volontiers la zeunérite, novačekite, troegerite, sabugalite et phosphuranylite. La position systématique de ce minéral a donné lieu à de longues discussions, puisqu'on l'a trouvé soit uniaxe, soit biaxe : A. Schoep l'a classé monoclinique, J. Thoreau et J. P. Vaes le considèrent orthorhombique à symétrie pseudotétragonale, tandis que plus récemment E. M. Mary, puis Cl. Frondel ont établi par des études aux rayons X une symétrie tétragonale bipyramidale à la maille du type torbernite (chalcolite) et autunite.

En dehors de la possibilité de substitutions entre phosphore et arsénic il y a des indications que Mg peut être substitué par Al et dans une certaine mesure par Ca. Le caractère biaxe anormal est vraisemblablement due non seulement à la teneur inconstante en eau de cristallisation mais aussi à d'autres substitutions entre cations.

Bien que fort réduite, la quantité de ce minéral se trouvant dans la possession de l'auteur lui a quand-même permis de faire un diagramme de rayons X dont les raies coïncident de façon impeccable avec celles mentionnées dans la littérature. Le diagramme fut pris sur une douzaine de cristaux soigneusement sélectionnés, de la taille de 0.1 mm. Les résultats confirment de tout point de vue ceux des autres méthodes d'investigation.

La paragenèse de la saléeite, décrite en détail ci-dessus, indique que le gisement de Badacsonyörs est vraisemblablement un gîte secondaire régénéré. Sauf pour le fait que l'enrichissement est secondaire il nous manque de points d'appui pour vérifier si la formation des minéraux d'uranium est due au lessivage et à l'enrichissement local de l'uranium contenu dans les dépôts permien. On pourrait aussi envisager un rapport entre la régénération et les failles parallèles au Lac Balaton, lieux de processus post-volcaniques qui auraient pu mener à une accumulation locale dans le grès permien, tout en mobilisant non

seulement l'uranium des dépôts permien mais aussi le phosphore des terrains phosphatiques susjacentes du Trias moyen, érodés depuis, processus qui pouvaient engendrer des composés phosphuranyliques stables.

L'esquisse qu'on vient de donner de la genèse n'est évidemment pas complète. Le matériel à la disposition de l'auteur n'a permis, en dehors des faits établis ci-dessus, que très peu de conclusions portant sur la genèse et la géologie de l'uranium en général.

Diagramme de rayons X de la saléeite

Tableau XI.

Saléeite - Badaacsonyörs 1959		Saléeite - Schneeberg E.M. Mary 1950		Saléeite - Badaacsonyörs 1959		Saléeite - Schneeberg E.M. Mary 1950	
I.	d/Å	I.	d/Å	I.	d/Å	I.	d/Å
f	9.95	10	9.94	fa	2.27	—	—
tf	8.74	5	8.76	m	2.23	3	2.23
fa	7.93	3	7.90	—	—	—	—
fa	6.61	3	6.61	fa	2.14	—	—
—	—	1	5.91	tfa	2.07	—	—
fa	5.50	1	5.47	tfa	2.00	2	2.00
f	5.01	8	5.01	tfa	1.93	—	—
f	4.41	3	4.42	tfa	1.86	1	1.86
fa	3.94	1	3.95	fa	1.79	—	—
tfa	3.71	1	3.71	fa	1.77	1	1.77
f	3.49	9	3.52	tfa	1.67	1	1.67
m	3.35	3	3.34	tfa	1.61	—	—
fa	3.13	3	3.12	fa	1.60	—	—
fa	3.00	2	2.99	tfa	1.57	1	1.57
—	—	—	—	tfa	1.55	—	—
tfa	2.89	3	2.89	tfa	1.51	—	—
fa	2.52	—	—	tfa	1.42	—	—
m	2.48	3	2.49	tfa	1.37	—	—
fa	2.35	—	—				

## 2. SULFURES ET SULFO-SELS ACCOMPAGNANT L'URANIUM

Ces minéraux appartiennent en général à deux générations: détritiques et formations secondaires. Parmi les minéraux énumérés on a retrouvé sous forme de détritiques clastiques la nickélite, la cobaltite, la chalcoppyrite et occasionnellement la sphalérite et la galène. La tennantite, la bornite, la molybdénite (?), covellite, marcassite, pyrite, chalcoppyrite et sphalérite sont secondaires sans exception. Les sulfures et sulfo-sels sont les plus abondants dans les groupes inférieur et principal de gîtes; leur quantité est beaucoup plus réduite dans le gisement supérieur. Ceci peut être dû à deux circonstances: soit que les abondances actuelles reflètent dans une certaine mesure la distribution originelle du détritisme formé par les sulfures et sulfo-sels, soit que ces minéraux, lessivés par la suite de changements du potentiel d'oxydo-réduction, furent transportés vers les couches sousjacentes et précipités dans celles-ci. La formation secondaire des minéraux sulfurés susmentionnés en association



avec les oxydes d'uranium est une nécessité géochimique. Tout comme dans le cas de l'uranium, il est impossible de distinguer entre sulfures diagénétiques formés à partir des solutions qui saturaient les couches au temps de leur déposition d'une part et les enrichissements secondaires d'autre part. Pour Shtcherbina, les éléments qui ont tendance à s'enrichir par la suite de processus chimiques de réduction sont dilués de façon substantielle par tout changement brusque du potentiel d'oxydo-réduction. Donc, dans un milieu à potentiel moyen certains éléments à valence variable s'enrichissent sous forme oxydique à leur valence inférieure, comme l'uranium sous forme de  $U_3O_8$ , tandis que certains éléments sulfo-chalcophyles constituent des sulfures insolubles avec le soufre. L'existence de dépressions à facies lignitique dans le bassin permien de la Montagne Mecsek est prouvée entre autres par la présence de pyrite, marcassite, matière organique, débris de charbon et troncs d'arbre carbonisés. La matière organique fixe — d'après ce qu'on trouve dans la littérature — le pH à 4.1 et l'Eh à 0.436, ce qui donne lieu à l'enrichissement secondaire du cuivre, zinc, plomb, molybdène, fer etc. La formation de la pyrite exige un milieu à pH = 6.6 et à un potentiel d'oxydo-réduction Eh = -0.04, tandis que l'uranium tétravalent est stable en présence d'une valeur de Eh de 0.2. Ce dernier se transforme sous l'effet d'un potentiel d'oxydo-réduction plus élevé, mais toujours dans la phase du fer-ferrique, en  $U^{6+}$  surtout en présence de certains éléments alcalino-ferreux, en se dissolvant :



le 0.4 électron-volt nécessaire étant assuré dans les conditions qu'on vient d'esquisser. Les sulfures et sulfo-sels jouent donc un rôle important dans l'enrichissement secondaire de l'uranium, surtout en empêchant qu'il se transforme en  $U^{6+}$  en formant des sels solubles dans l'eau.

Parmi les sulfures, c'est la pyrite qui accompagne le plus volontiers les oxydes d'uranium. Ces deux minéraux entrent souvent en interaction, en se remplaçant et s'expulsant mutuellement. On observe fréquemment des enduits de pyrite tout autour de grains de pechblende, et les structures à alternation rythmique entre pyrite et pechblende ne sont pas rares non plus. Ce rapport étroit entre la pechblende d'une part et la pyrite d'autre part s'explique aussi par la presque identité de leurs dimensions de maille : celle de la pechblende ne dépasse celle de la pyrite zonaire que de 0.042 Å :

$UO_2$ :	5.47 Å
$FeS_2$ :	5.405 Å
$FeS_2$ zonaire :	5.428 Å.

Dans le matériel provenant du champ NW on rencontre même des séquences  $U_3O_8 \rightarrow FeS_2 \rightarrow ZnS$ .

La chalcopélite et la galène forment presque toujours des inclusions dans la pechblende, inclusions plus anciennes que les formations secondaires.

La pyrite se manifeste aussi indépendamment de la pechblende, sous forme de disséminations, englobant parfois des grains de quartz et de feldspath (Planche V, Fig. 20.). Elle joue assez souvent un rôle cimentant. *Par endroits se rencontrent des amas de  $FeS_2$  ressemblant à la bactériopyrite (Planche V, Fig. 19.).*

Les cristaux à réflexion blanche de la galène se trouvent à l'intérieur de fragments de quartz de gangue (c'est-à-dire en facies allotigène) en compagnie de chalcopryrite, mais c'est en tant que formation secondaire que ce minéral est le plus abondant (Planche V, Fig. 18.). Dans la pechblende on voit souvent des cristaux idiomorphes de galène limités par les faces (100) et (110), ainsi que des configurations disséminées, lobées. *On a vu une fois la galène remplir les cavités des cellules d'une plante fossile (une fougère ?)*. C'est dans ce fossile même qu'on a observé un remplissage de cellule ayant le reflet blanc de la galène mais exhibant un pléochroïsme et une anisotropie très fortes. Sous immersion en huile on pouvait identifier la *molybdénite*; par la suite, l'auteur a réussi à démontrer le molybdène par des réactions microchimiques.

Il convient de mentionner comme curiosité que dans un amas de pechblende prélevé sur un tronc d'arbre silicifié et carbonisé s'est rencontrée une ségrégation importante de galène, possédant une certaine radioactivité à ce qu'ont révélé les photoradiogrammes. En lumière réfléchie il était impossible de déceler aucun minéral d'uranium soit sous forme d'inclusion, soit, de n'importe quelle espèce d'enchevêtrement. Il est donc probable que la „radioactivité” de la galène soit due à la solution interstitielle uranifère contenue dans les fines fissures du clivage.

La galène ne joue pas un rôle actif dans la genèse de l'uranium secondaire, mais elle se forme dans le même milieu à faible potentiel d'oxydo-réduction qui facilite l'enrichissement secondaire de l'uranium. Il serait la tâche d'une étude à part de déterminer la mesure à laquelle le plomb radiogène entre dans la galène secondaire et dans le débris de quartz de gangue qui contient la galène primaire. La solution de ce problème servirait de point d'appui aussi concernant les rapports d'âge entre la sédimentation et la minéralisation.

Par endroits (par ex. dans le grès bigarré du champ NW), la *chalcopryrite* s'enrichit au point à devenir visible à l'œil nu: elle joue le plus souvent un rôle de ciment entre les grains de quartz et de feldspath de néoformation, mais l'auteur l'a retrouvée aussi dans un tronc d'arbre silicifié et carbonisé. Dans les carottes du sondage de Hetvehely on la rencontre normalement en compagnie de *bornite*, mais les deux minéraux forment aussi des amas indépendamment l'un de l'autre. Dans le cas où ils se trouvent ensemble, leurs grains se contactent le long de lignes nettes, mais l'auteur a aussi observé des nids indépendants dont l'intérieur se composait de chalcopryrite et l'extérieur de bornite. Compte tenu des traits qu'on vient de décrire, la formation de la bornite s'explique par une certaine modification hypothétique de la pression partielle du soufre, modification qui, dans un milieu pauvre en fer, aurait entraîné un changement qui a permis la formation de bornite après la chalcopryrite, minéral dont la structure est plus stable et le potentiel de composé plus élevé (?).

En lumière réfléchie, la bornite apparaît brun clair à teinte légèrement rose. En compagnie de la chalcopryrite et de la bornite on rencontre la covellite et rarement la malachite en tant que produits de décomposition. Dans le matériel du sondage de Hetvehely l'auteur a rencontré à côté des minéraux cuivreux susmentionnés aussi la tennantite; ce minéral formait, tout comme les autres qu'on vient de mentionner, un ciment entre les grains de quartz du grès.



D'après les observations effectuées jusqu'ici par l'auteur, la nickélite et la cobaltite ne se présentent que sous forme allotigène dans le groupe principal de gisements. La nickélite constitue un débris qu'on peut identifier à l'œil nu; la cobaltite fut démontrée au microscope métallographique. La cobaltite forme des cristaux idiomorphes blancs à teinte rose pâle; elle se trouve attaquée par une solution macérante de  $\text{KMnO}_4 + \text{H}_2\text{SO}_4$ . Dans des grains libérés de la roche, on a réussi à démontrer le cobalt par des réactions microchimiques.

La nickélite ne fut pas étudiée au microscope métallographique, mais compte tenu de son identification à l'œil nu et du fait que ses teneurs en nickel et arsénic furent prouvées par voie microchimique, on peut considérer sa présence comme établie.

La marcassite se rencontre exclusivement sous forme de configurations stalactitiques remplissant des cavités, parfois accompagnées de quartz enfumé et de manganocalcite, parfois seules. Assez souvent, elle porte des enduits d'oxyde d'uranium. En lumière réfléchie elle possède une réflexion jaune clair à l'anisotropie prononcée entre nicols croisés. La marcassite se classe vraisemblablement aussi parmi les produits des solutions ascendantes légèrement alcalines. (Planche V, Fig. 20.)

D'après les études faites au microscope métallographique, on peut supposer la présence de la pyrrhotite sans qu'on ait pu la prouver faute d'investigations suffisamment détaillées.

### Minéraux non-métalliques accompagnant les minéraux d'uranium

#### a) Hydromica chromifère

Bien qu'on ait remarqué il y a longtemps la coloration curieuse du grès vert déclaré permien supérieur par J. Böckh et permien moyen par E. Vadasz, on n'en a pas étudié les causes que fort récemment. Les études effectuées par l'auteur ont révélé que c'est exactement ce complexe de grès verts le porteur principal de la minéralisation en uranium et qu'il y a une liaison génétique entre la coloration et l'enrichissement de l'uranium. En une première approximation, ce fut le milieu réducteur de la sédimentation et, de plus près, la prépondérance des composés ferreux qui fut rendu responsable de la coloration verte. Cette explication ne s'est révélée juste que de très loin: la coloration peut en effet être due au milieu réducteur, mais les composés ferreux ne sont pas nécessairement les seuls porteurs de la couleur. Au cours des travaux miniers on s'est aperçu de l'abondance d'un minéral à l'habitus micacé, à des formes fort diverses dont incrustations vert émeraude, impressions, taches et disséminations très fines. Vu sa teneur en chrome, ce minéral fut désigné par le nom de mica chromifère. Il forme souvent des incrustations et croûtes, épaisses parfois de plusieurs centimètres, sur des troncs d'arbre silicifiés ou dolomités. On l'observe souvent en développement secondaire, remplissant des fissures de taille diverse dans le grès vert, ou imprégnant les impressions carbonisées des fougères fossiles, ou bien les remplaçant. L'un des facteurs les plus importants de la couleur verte du complexe minéralisé (c'est-à-dire du grès vert) est la distribution inégale des micas chromifères et, en second lieu, la présence de



composés ferreux. Trois échantillons moyens du grès vert ont accusé les teneurs suivantes en chrome et quelques autres éléments :

1. Champ minéralisé NW (Analyse par V. Tolnay)

	Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	V <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	K <sub>2</sub> O	MgO	U <sub>3</sub> O <sub>8</sub>
%	0.16	0.07	5.52	0.41	80 gr/to

2. Champ minéralisé SE — grès vert (Analyse par E. Uppor)

	SiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	CaO	V	U <sub>3</sub> O <sub>8</sub>
%	84.8	5.6	9.4	5.1	2.2	0.03	100 gr/to

3. Champ minéralisé SE — grès vert pomme (Analyse par E. Uppor)

	Cr	V	U
%	3,12	0,08	150 gr/to

D'après ces analyses, le grès vert du champ NW contient environ 10%, celui du champ SE jusqu'à 30% de mica chromifère. La couleur verte de ces échantillons est expliquée de façon inéquivoque par leur teneur en chrome. Leur teneur en pyrite est tellement insignifiante que même si elle contribue à la coloration, elle ne peut en être qu'une cause supplémentaire, surtout puisque sa distribution est, d'après une évaluation statistique, en contrevariance avec l'intensité de la couleur verte. Cette constatation ne pourrait être généralisée en dehors du complexe minéralisé : la couleur verte observée dans les grès non minéralisés et qui ne contiennent pas de mica chromifère doit être dû aux composés ferreux susmentionnés.

Au microscope, le mica chromifère se compose de paquets d'écailles vert émeraude possédant un clivage (001) parfait. Les écailles sont élastiques, sans toutefois atteindre l'élasticité des vrais micas (par ex. de la muscovite). Les indices de réfraction des écailles furent établis par la méthode d'immersion (en jodure de méthylène et en benzène) :

$$n_1 = 1,610 - 1,611 \pm 0,002$$

$$n_2 = 1,614 - 1,615 \pm 0,002$$

La biréfringence est faible ( $n_2 - n_1 = -0,004$ ) et correspond à une couleur d'interférence blanc grisâtre du I. ordre.

C'est au cours de la préparation d'un photoradiogramme que fut remarquée pour la première fois la connexion entre l'uranium et le mica chromifère. Il s'est révélé par la suite que ce minéral se rencontre souvent en compagnie de minéraux d'uranium tels que la pechblende et la soddyite. Les minéraux d'uranium forment soit des inclusions dans le mica, soit des enchevêtrements orientés avec celui-ci (Planche VI, Figs. 21., 22., 23.).

De nombreuses analyses chimiques et diagrammes de rayons X furent exécutées sur un matériel homogène de mica chromifère soigneusement trié. Leurs résultats permettent de tirer quelques conclusions fondamentales. Il n'est pas possible d'entrer ici dans les détails des dimensions de maille etc. et de la façon dont elles furent dérivées des analyses chimiques et des diagrammes de rayons X, résultats qui présagent l'éclaircissement de maints problèmes posés dans la littérature mondiale et qui sont d'une première importance aussi sur le plan local. Il sera traité de ces questions dans un article à part.

### Analyses chimiques du mica chromifère (Effectuées par V. Tolnay)

1. Mica chromifère vert clair récolté sur un tronc d'arbre dolomitisé, champ minéralisé SE
2. Mica chromifère vert émeraude récolté sur un tronc d'arbre dolomitisé, champ SE
3. Mica chromifère vert émeraude (lentille dans le grès vert), champ NW

\* = impossible à doser à cause d'un taux de vanadium élevé

\*\* dosé par E. Uppor

Tableau XII.

	1.	2.	3.
SiO <sub>2</sub>	46.26	46.57	48.61
TiO <sub>2</sub>	0.02	0.01	0.01
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	19.20	20.85	17.14
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2.10	trace	3.00
FeO	1.47	1.49	-/*
V <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.39	0.25	1.81
U <sub>3</sub> O <sub>8</sub> **	0.14	0.07	0.11
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	11.61	12.18	10.58
NiO	0.01	0.01	0.15
CaO	1.11	0.51	trace
MgO	1.62	2.35	2.69
K <sub>2</sub> O	7.61	7.91	7.48
Na <sub>2</sub> O	0.13	0.11	0.03
H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	2.52	2.43	2.67
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	5.28	5.56	5.57
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	trace	trace	trace
CO <sub>2</sub>	0.79	0.12	-
Σ :	100.26%	100.42%	100.05%

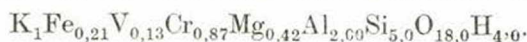
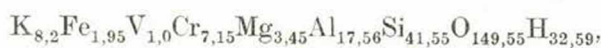
Tableau XIII.

## Analyses incomplètes du mica chromifère

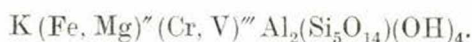
	4.	5./*	6.
SiO <sub>2</sub>	43.10	40.30	44.80
TiO <sub>2</sub>	—	0.01	—
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	25.30	10.30	10.01
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	7.70	12.50	13.90
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	10.70	12.70	9.10
V <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.38	0.89	0.37
U <sub>3</sub> O <sub>8</sub>	0.11	5.34/*	0.11
ThO <sub>2</sub>	—	0.01	—
CaO	—	4.50	0.15
H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	3.45	3.55	—
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	5.50	5.50	8.35
Σ :	96.24 %	95.60 %	86.79 %

\* = mica chromifère contenant de la soddyite.

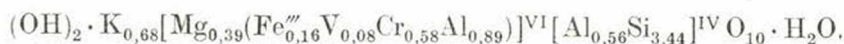
Compte tenu des résultats des analyses 1 à 3 et appliquant les méthodes classiques de calcul, nous avons établi la formule chimique suivante :



ce qui donne en résumé



Appliquant la formule générale des hydromicas en admettant 22 valence d'oxygène on obtient par les procédés de calcul les plus modernes la formule structurale suivante :



On a préparé et évalué sept diagrammes de rayons X du mica chromifère, dont deux sur des échantillons chauffés préalablement à 900 à 1000 degrés C. pendant 3 à 5 heures. Il en résulte pour les raies les plus fortes et les plus caractéristiques des micas chromifères :

I.	d (Å)
f (r)	3,317 — 3,335
tf	2,570 — 2,578
tf	1,509 — 1,514

D'après Bradley, Grim, Brown etc. un minéral du type de l'illite appartient au type dioctaédrique si l'équidistance correspondant aux plans de maille



(060) est  $d(\text{\AA}) = 1.50$ ; la structure est trioctaédrique si les valeurs sont entre 1,525 et 1,535 Å. Les valeurs ci-dessus indiquent donc une variété de mica dioctaédrique rappelant l'illite sans y être tout à fait identique.

Diagramme de rayons X du mica chromifère

Tableau XIV

1		2		3		4	
I.	d/Å	I.	d/Å	I.	d/Å	I.	d/Å
m	10.99	m	10.88	m	10.89	m	10.94
fa	4.94	fa	4.90	tfa	4.91	m	4.94
m	4.50	m	4.51	m	4.53	m	4.50
fa-m	3.62	m	3.65	m	3.65	f	3.64
f-r	3.34	f	3.32	m-r	3.32	f	3.34
m	3.07	m	3.07	m-r	3.09	f	3.08
fa	2.85	fa	2.85	fa	2.86	f	2.86
tfa	2.69	tfa	2.67	tfa	2.68	tfa	2.69
tf	2.58	tf	2.58	tf	2.58	tf	2.57
tfa	2.48	tfa	2.48	tfa	2.48	-	-
m	2.39	m	2.39	m	2.40	f	2.39
tfa	2.26	tfa	2.27	tfa	2.26	m	2.26
tfa	2.15	tfa	2.14	tfa	2.14	m	2.15
tfa	2.12	-	-	-	-	m	2.13
tfa	2.01	tfa	2.01	tfa-r	2.01	-	-
tfa	1.970	tfa	1.970	tfa-r	1.964	fa	1.986
tfa	1.823	tfa	1.823	tfa-r	1.843	tfa	1.816
tfa	1.709	tfa	1.706	tfa	1.716	tfa	1.706
fa	1.668	fa	1.672	fa	1.674	m	1.661
fa	1.643	fa	1.638	fa	1.647	fa	1.637
tfa	1.591	tfa	1.591	tfa	1.584	tfa	1.581
f	1.511	f	1.511	f	1.514	tf	1.509
tfa	1.434	tfa	1.435	tfa	1.434	tfa	1.438
tfa	1.380	tfa	1.383	tfa	1.387	tfa	1.386
tfa	1.348	tfa	1.343	tfa	1.347	tfa	1.346
fa	1.305	fa-r	1.305	fa-r	1.307	tfa	1.306
tfa	1.280	tfa	1.279	tfa	1.280	tfa	1.279
tfa	1.254	tfa	1.255	tfa-r	1.559	tfa	1.255
tfa	1.203	tfa	1.203	tfa	1.201	tfa	1.203

1. Mica chromifère vert émeraude, champ minéralisé NW.

2. Mica chromifère vert clair, champ minéralisé SE.

3. Mica chromifère vert clair, récolté sur un tronc d'arbre dolomitique, champ SE.

4. Mica chromifère vert, intercalation lenticulaire, champ SE.

### β) Mica potassique secondaire

Au cours de l'étude en lame mince des minéraux oxydiques secondaires de l'uranium, l'attention de l'auteur fut attiré par leur manque d'homogénéité. Des plages opaques et, par endroits, de fines disséminations de pechblende se situent dans une pâte légèrement birefringente. Les parties riches en minerai ne sont pas complètement noires, mais possèdent souvent une couleur grise ou gris noirâtre. Les disséminations poudreuses connues sous le nom de „suie

*d'urane*" ont des teintes passant du noir au brun noirâtre et au brun clair. L'auteur a supposé au début que la pâte anisotrope se compose d'une de variétés des silicates uranifères, produits de décomposition de la pechblende. Ses études plus récentes ont cependant révélé que les silicates d'uranium (soddyite et coffinite) sont restreints aux bordures des grains des oxydes d'uranium; sinon, ils apparaissent tout à fait indépendamment de la pechblende. L'étude des oxydes d'uranium aux rayons X a donné bon nombre de raies fortes, bien définies mais impossibles à identifier avec aucun des silicates d'uranium actuellement connus. Les photoradiogrammes ont démontré dans les plages de „pechblende" apparemment homogènes des champs et bandes pâles. Il restait longtemps problématique de prouver l'absence d'uranium de ces configurations. Nous avons supposé que ces effets sont dus à des silicates à basse teneur en uranium ou à une pâte stérile dont la „teneur en uranium" résulte de la „radiation latérale" des nids de pechblende. Dans le champ minéralisé NE notre attention fut attirée par des nids et amas blanc argenté ayant des dimensions microscopiques: ce même matériel fut retrouvé par endroits sous forme d'écailles de 2 à 5 mm de taille, incolores ou jaunes pâle, faciles à fléchir et légèrement élastiques. Parmi les écailles on rencontre parfois des grains opaques, surtout de pechblende. Sur un matériel trié au microscope, on a effectué des analyses chimiques et des diagrammes de rayons X et de DTA; puis, l'auteur a étudié le minéral en lame mince. (Planche VI, Fig. 24.)

# Résultats d'analyse chimique d'un mica potassique

Analyse faite par V. Tolnay (MÁFI)

SiO <sub>2</sub>	65.02
TiO <sub>2</sub>	0.76
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	20.58
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1.57
FeO	**
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.05
V <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.21
U <sub>3</sub> O <sub>8</sub>	0.002*
MnO	0.02
CaO	0.48
MgO	0.50
K <sub>2</sub> O	5.39
Na <sub>2</sub> O	0.17
H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	0.74
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	3.76
CO <sub>2</sub>	—
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	trace
S	0.73
	<hr/> 99.982%

\*\* impossible à doser à cause de la présence du vanadium

\* E. Uppor

Résultats de l'étude à rayons X d'un mica potassique en comparaison avec les données d(Å) de la muscovite, de l'illite et de l'hydromuscovite

Tableau XV.

Mica à potassium Champ SE, 341		Mica à potassium Champ SE 341		Illite, Ballater, Mackenzie R.C. 1940		Muscovite Nagelschmidt		Hydromuscovite, J. Erdélyi, M. Melles 1958	
1.		2.		3.		4.		5.	
I.	d(Å)	I.	d(Å)	I.	d(Å)	I.	d(Å)	I.	d(Å)
m	9.998	m	9.998	tf	9.9	f	9.98	f	9.91
fa	4.970	tfa	4.935	m	4.9	f	5.0	m	4.96
m	4.485	m	4.467	tf	4.45	f	4.49	tf	4.46
m	4.266	tfa	4.256	fa	4.28	—	—	—	—
—	—	tfa	4.097	fa	4.10	—	—	—	—
fa	3.875	fa	3.901	m	3.87	m	3.91	fa	3.89
f—m	3.700	fa	3.705	tfa	3.64	fa	3.73	fa	3.70
tfa	3.504	fa	3.508	—	—	m	3.50	m	3.50
tf	3.355	tf	3.356	tf	3.35	tf	3.33	m	3.32
tfa	3.215	—	—	—	—	m	3.20	—	—
—	—	fa	3.180	—	—	—	—	—	—
tfa	3.116	—	—	—	—	—	—	—	—
—	—	fa	3.072	fa(r)	3.09	m—fa	3.00	—	—
tfa	2.993	—	—	—	—	—	—	—	—
fa(r)	2.875	fa(r)	2.848	m(r)	2.85	m—fa	2.88	fa	2.84
fa—tfa	2.721	tfa	2.721	—	—	—	—	fa	2.68
f	2.576	f	2.570	tf	2.56	tf	2.57	tf	2.56
fa—m	2.465	fa	2.470	m—fa	2.45	m—(r)	2.475	fa	2.46
fa	2.387	fa	2.378	m—fa	2.39	—	—	—	—
tfa	2.292	—	—	—	—	m—fa	2.28	—	—
fa—tfa	2.249	exfa	2.261	m—fa	2.235	m—tfa	2.19	tfa	2.24
fa—tfa	2.206	exfa	2.199	—	—	—	—	tfa	2.20
m	2.171	fa	2.171	m—fa	2.14	f	2.134	m	2.13
—	—	exfa	2.060	—	—	—	—	—	—
fa(rf)	2.001	tfa	1.991	m—fa	1.988	tf	1.995	tfa	2.018
—	—	—	—	m	1.94	—	—	fa	1.969
m	1.851	fa—tfa	1.823	—	—	—	—	—	—
tfa	1.731	—	—	—	—	tfa	1.73	tfa	1.757
tfa	1.705	—	—	—	—	—	—	tfa	1.700
m—fa	1.660	fa	1.661	—	—	—	—	—	—
tfa	1.633	fa	1.645	m—fa(r)	1.647	f(r)	1.651	tfa	1.649
—	—	exfa	1.605	—	—	—	—	fa	1.630
m—fa	1.547	tfa	1.548	—	—	exfa	1.546	tfa	1.596
tfa	1.525	—	—	—	—	fa	1.523	—	—
m	1.506	m	1.503	f	1.497	f	1.500	f	1.500
exfa	1.486	—	—	—	—	—	—	—	—
exfa	1.459	exfa	1.454	—	—	tfa	1.45	—	—
exfa	1.435	exfa	1.430	—	—	—	—	—	—
tfa	1.422	—	—	—	—	tfa	1.421	—	—
m	1.386	fa	1.382	—	—	—	—	—	—
m	1.377	—	—	—	—	m—fa	1.377	—	—
fa	1.357	tfa	1.356	—	—	m—fa	1.356	fa(r)	1.353
tfa	1.344	exfa	1.342	fa(rf)	1.342	—	—	—	—
fa	1.306	fa(rf)	1.299	fa/m	1.294	m—fa	1.296	m	1.296
exfa	1.275	exfa	1.275	—	—	—	—	—	—
fa	1.262	—	—	—	—	—	—	—	—
fa	1.251	fa	1.249	fa—m	1.243	m—fa	1.247	fa	1.244
tfa	1.231	—	—	—	—	—	—	—	—

à suivre



Mica à potassium Champ SE, 341		Mica à potassium Champ SE, 341		Illite, Ballater, Mackenzie R.C. 1949		Muscovite Nagelschmidt 1937		Hydromuscovite J. Erdélyi, M. Melles 1958	
1.		2.		3.		4.		5.	
I.	d(Å)	I.	d(Å)	I.	d(Å)	I.	d(Å)	I.	d(Å)
exfa	1.222	exfa	1.225	—	—	—	—	—	—
fa	1.204	exfa	1.203	—	—	—	—	—	—
fa-m	1.186	fa	1.186	—	—	—	—	—	—
fa	1.171	—	—	—	—	—	—	—	—
fa	1.158	exfa	1.157	—	—	—	—	—	—

La composition chimique ne cadre avec aucun mica potassique actuellement connu. Le diagramme de décomposition thermique donne, à part le crochet endothermique caractérisant les micas entre 800 et 900 degrés C., crochet très faible d'ailleurs, un autre crochet exothermique à double pic, mais indiquant une seule phase, entre 400 et 500 degrés. Ce crochet reste prononcé même si la teneur en uranium décroît à 0.002%; par conséquent, il serait faux de l'attribuer à aucun minéral d'uranium. Sur ce matériel on a pris trois diagrammes de rayons X dont un sur un échantillon chauffé à 900 à 950 degrés. L'évaluation de ces diagrammes a révélé des raies de base caractérisant le groupe muscovite-illite. La plupart de ces raies coïncide avec celles de „l'hydromuscovite” décrite par J. Erdélyi.

En partant de l'analyse chimique, l'auteur a établi la formule structurale suivante, tenant compte de 22 charges négatives :



ce qui révèle un manque d'alcalis par rapport à l'illite aussi bien qu'une déficience en la somme des cations en coordination octaédrique ( $\text{R}^{\text{III}}+\text{R}^{\text{II}}+\text{R}^5+$ ). Par contre, il y a un excès de 0.15 de Si + Ti, éléments qui figurent ici en coordination tétraédrique.

Le mica potassique secondaire joue ensemble avec le mica chromifère un rôle important dans la fixation de l'uranium transporté dans les solutions. On rencontre à peine d'enrichissement secondaire d'oxydes et silicates d'uranium qui ne seraient enchevêtrés intimement avec ces micas ou ne se trouveraient au moins dans leur proximité.

### γ) „Hydrosilicate” manganifère

Dans le champ minéralisé SE se précipite à plusieurs endroits de venues d'eau de quelques 4 à 5 litres par minute un enduit velouté, ressemblant à la suie d'urane, ayant une teinte brun noirâtre en lumière du jour. Sous le microscope on décèle des agrégats brun-rouge et de minuscules écailles micacées manifestant de la polarisation en agrégat. Le minéral présente un aspect complètement homogène et ne contient d'inclusions ni de minéraux uranifères, ni d'autres minéraux. L'auteur a démontré par réactions microchimiques Mn, Pb et des traces de vanadium. Chauffé à l'incandescence, le minéral fond et se réduit à un globule noir vitreux. D'une fraction décantée, nous avons établi la composition chimique par une analyse incomplète à cause de la pénurie de matériel, ainsi qu'un diagramme de rayons X.

# Résultats de l'analyse chimique du „silicate manganifère”

Analyse effectuée par V. Tolnay (MÁFI)

SiO <sub>2</sub>	14.88%
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1.07
MnO	30.78
CaO	10.78
MgO	0.72

Mme M. Földvári-Vogl a dosé les éléments suivants par spectroscopie:

Na	0.2 a 0.3% environ
As, Co, V, Ni	traces
Mo	0.1% environ
Pb	0.1%
Ba	trace forte

Il semble bien que le minéral en question est une espèce d'hydroxyde de manganèse mais il était impossible de l'identifier soit en lame mince, soit en lumière réfléchie. Malgré sa teneur considérable en manganèse, son diagramme de rayons X n'a montré aucune des raies fortes des oxydes de manganèse et il n'y avait de coïncidence que pour quelques-unes des raies faibles. Par contre, la plupart des raies observées coïncide de façon remarquable avec celles du mica potassique. Il y a toutefois aussi un certain nombre de raies nouvelles. L'auteur classe ce minéral conditionnellement parmi les micas secondaires en supposant qu'il ait fixé par adsorption un hydroxyde colloïdo-amorphe de manganèse.

Tableau XVI

I.	d/Å	I.	d/Å	I.	d/Å	I.	d/Å
m ?	9.651	fa	2.576	tfa	1.672	fa(f)	1.301
m ?	7.359	fa - m(r)	2.475	tfa	1.614	tfa	1.259
tfa	5.952	m	2.288	tfa	1.588	tfa	1.235
tfa	4.956	tfa	2.195	tfa	1.547	tfa	1.203
tfa	4.496	fa - m	2.089	tfa	1.522	tfa - fa	1.186
tfa	4.235	tfa	2.027	tfa	1.503	tfa - fa	1.156
tfa	3.836	tfa	1.988	fa(r)	1.438	tfa	1.137
tfa	3.669	m	1.917	fa(r)	1.415	fa	1.085
f	3.336	m	1.875	fa	1.398	tfa	1.060
fa	3.023	fa - m	1.821	fa	1.377	exfa	1.046
fa	2.897	fa	1.794	tfa	1.344	tfa	1.037

## δ) Radiobarytine - BaSO<sub>4</sub>

Ce minéral se rencontre dans tous les deux champs, dans les fissures du grès gris et vert. Il ne fut pas encore retrouvé dans le grès rouge dit intermédiaire, ni dans le grès noirâtre du toit. Ses cristaux couleur de résine ou

jaune miel sont aplatis sur (001) et présentent des formes composées de faces (110) et (001). On rencontre parfois des individus allongés suivant l'axe „c”, ayant des terminaisons composées de (110) et de (hkl) sans la base (001). Cela rappelle le type de barytine appelé wolhynne. D'habitude, la radiobarytine se développe seule, sans être accompagnée d'autres minéraux. D'après Fersman, la barytine jaune, miel contient du radium. Certaines parties de ses cristaux manifestent en lumière ultra-violette une luminescence vive jaune blanchâtre: leur radioactivité fait noircir la pellicule à rayons X au bout de deux semaines. D'après les mesures effectuées par A. Németh (KFKI — Institut Central des Recherches Physiques) la barytine accuse une teneur en radium de:

$$3.85 \cdot 10^{-10}.$$

I. Kubovics a démontré par spectroscopie les éléments suivants à côté du radium:

Co	Ni	Ag	Cu	Zn	Ge	Pb	As	Ti	Cr	Mo
tr	tr	(tr)	(+)	tr	(+)	+	(tr)	tr	(tr)	(+)

(tr) = trace faible      (+) = trace forte  
tr = trace                  + = trace très forte

De ces éléments, c'est le germanium qui revêt une importance particulière, accusant un taux de  $10^{-3}$  à  $10^{-4}$  %, c'est-à-dire d'un gramme par tonne environ. L'auteur est d'avis que la radiobarytine s'est formée à partir de solutions ascendantes, dues vraisemblablement à l'activité post-volcanique liée aux dykes de phonolite découverts par les sondages dans le grès permien.

Il serait intéressant d'étudier de ce point de vue les barytines jaune foncé, hydrothermales pour la plupart, des environs de Budapest. Leur teneur éventuelle en radium pourrait servir de point d'appui pour l'explication de l'origine du radium et du radon dans quelques-unes de nos sources thermales actives jusqu'à ce jour (Gy. Wesselszky) ainsi que pour l'interprétation des champs d'anomalie radioactive décelés dans la proximité de la capitale (à Nagykövácsi notamment).

#### 7.) Quartz enfumé — $\text{SiO}_2$

Ce minéral fut rencontré à l'aile E du champ SE près de la lentille faiblement minéralisée. On l'a retrouvé à plusieurs endroits depuis. Il se manifeste pour la plupart à la surface de troncs d'arbre carbonisés (noirs), silicifiés et légèrement carbonatisés, mais aussi sous forme de cristaux assis à l'intérieur de minuscules géodes. Dans ces dernières il est normalement accompagné par des cristaux de calcite et de dolomie reposant sur le quartz enfumé. Noir, translucide à couleur gris noirâtre en éclats minces, ce genre de quartz blanchit si l'on le chauffe au chalumeau. Ses cristaux individualisés, assis dans des cavités ou sur des troncs d'arbre silicifiés, y sont attachés par l'une de leurs faces de rhomboèdre: par conséquent, leurs longues axes ne sont pas perpendi-



culaires à leur base de fixation. La position perpendiculaire de l'axe „c” est rare. Le minéral est caractérisé par l'équilibre des rhomboèdres +R et -R, ce qui prête un aspect dihexaédrique aux cristaux. Les individus qui montrent aussi des faces prismatiques sous forme de bandes minces sont fort rares.

Tout comme la radiobarytine, elle est considérée comme étant d'origine ascendante, bien que la roche encaissante ne la prouve pas de façon inéquivoque. Comme hypothèse d'origine on peut accepter la supposition qu'elle s'est formée à partir d'une solution d'acide silicique dans un milieu basique, à la fin de la silicification du tronc d'arbre mais en prolongement direct de celle-ci, puisqu'il forme par endroits la continuation directe de la silice qui sature le tronc, sans aucune suture qui se serait sans doute formée si le quartz s'y était attaché plus tard. La pression et la température ambiantes ne devaient pas excéder de façon sensible celles actuelles: par conséquent, le quartz enfumé doit être le produit de la radiation  $\alpha$  plutôt que d'une influence post-magmatique.

### 2.) Dolomite, ankérite, sidérite

Ces minéraux se rencontrent en plusieurs générations dans les grès uranifères et stériles de tous les deux champs de minéralisation. Ils se présentent surtout dans les grès, sous forme de ciment, de lentilles et nodules et parfois de remplissages pseudomorphes dans des troncs d'arbre fossiles. On observe le remplacement partiel, puis complet de la silice des troncs par de la dolomie ferrière (ankérite). Dans ce cas le tissu silicifié de la plante se dissout et il n'en reste des vestiges que très rarement. Il se pose la question si tout tronc dolomitisé l'est devenu par métasomatose de la silice ou s'il existe aussi des troncs directement dolomitisés. *Dans la plupart des cas, les troncs dolomitiques ont une croûte composée de micas chromifères, épaisse d'un centimètre environ.* Les troncs silicifiés en possèdent fort rarement une, leur croûte, s'il y en a, se composant de charbon. Il vaudrait la peine de décider si la croûte de charbon équivaut aussi du point de vue volumétrique à la quantité totale de la matière organique déplacée par la silice, si la silicification est restreinte à la partie jeune, intérieure du tronc, les tissus périphériques, plus anciens, étant carbonisés? Sur l'un des échantillons d'un tronc dolomitisé une analyse chimique fut effectuée pour des fins d'orientation:

#### Tronc d'arbre dolomitisé

Analysé par B. Simó

SiO <sub>2</sub>	0.84%
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.37
FeO	2.33
MgO	19.51
CaO	30.35
+ H <sub>2</sub> O	1.04
- H <sub>2</sub> O	0.10
CO <sub>2</sub>	45.10
$\Sigma$	<u>99.64%</u>

On trouve des précipitations de dolomie dans des veinules remplissant des fissures et sous de forme cristaux individuels de la taille de plusieurs millimètres remplissant des cavités. Ces derniers, montrant un habitus composé de faces (000I) et (h0h1), peu caractéristiques pour la dolomie, sont accompagnées de calcite, quartz enfumé, et parfois marcassite nodulaire. Dans ce cas, ce sont les faces du rhomboèdre qui possèdent normalement une striation.

La dolomie qui se présente dans le complexe des grès est fort variée, ce qui est remarquable surtout dans la partie supérieure du complexe comprenant le Permien inférieur et moyen, où les intercalations répétées de pélite gris foncé ou gris noirâtre ne sont au fond autre chose que des „argiles sableuses dolomitiques”. Ce terrain, essentiellement contemporain des roches psammitiques, s'est formé dans une partie mal aérée du bassin, relativement éloignée des côtes, isolée de ces dernières par des „dignes sous-marines”, dans un coin où ne se sont déposées que les suspensions contenant le détritit le plus fin, et le débris végétal le plus léger, fournis par l'aire d'érosion. Il s'y est formé dans des conditions rappelant une facies euxine, des sédiments composés de particules de carbonate et de minéraux argileux, contenant d'abondant débris de charbon et de la pyrite de néoformation. Dans ce type de dépôt on rencontre souvent des formes curieuses, propres du Permien de la Montagne Mecsek, ayant la forme de disques plus ou moins réguliers, circulaires, légèrement comprimés, ressemblant par endroits à des impressions de Bivalves. On voit parfois sur tous les deux côtés de ces disques des bosses, cicatrices et fosses circulaires ayant une symétrie quintuple et donnent la fausse impression d'une origine organique.

Les concrétions rencontrées dans le champ minéralisé NW ont des formes semblables, mais leurs dimensions varient entre 2 et 20 cm. Pour la plupart, elles ont une forme discoïde, avec parfois des bosses coniques au milieu de la face supérieure du disque. Parmi les concrétions il y a parfois des formes ressemblant étroitement à des impressions de Bivalves, mais elles sont circulaires pour la plupart (Planche VII, Fig. 25—26).

La distribution du carbonate dans le complexe à concrétions est fort remarquable. La teneur en carbonate total, exprimée en calcite, n'augmente brusquement que dans les couches les plus jeunes: dans les couches inférieures, il y a un changement brusque, et à partir de là la teneur est uniforme, entre 5 et 6%, jusqu'au grès du mur. Les grès arkosiques se trouvant en-dessus et en-dessous du complexe accusent des teneurs à peu près identiques, ce qui correspond même selon d'autres études au taux du ciment carbonatique habituel des roches psammitiques de la Montagne Mecsek.

Les analyses chimiques des roches constituant la série révèlent

1. l'enrichissement de la silice dans le toit et le mur du complexe à concrétions;
2. l'enrichissement du fer total ( $\text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3$ ) dans le complexe à concrétions,
3. Le taux de carbonate total d'une part et d'alumine d'autre part se comportent de façon complémentaire, l'un étant bas quand l'autre est élevé et vice versa (Fig. 1).



Afin d'étudier les concrétions susvisées, nous les avons découpées en tranches de 3 à 4 mm d'épaisseur parallèlement au plan du disque et perpendiculairement à sa circonférence. Nous les avons soumis à des études microscopiques, chimiques etc.

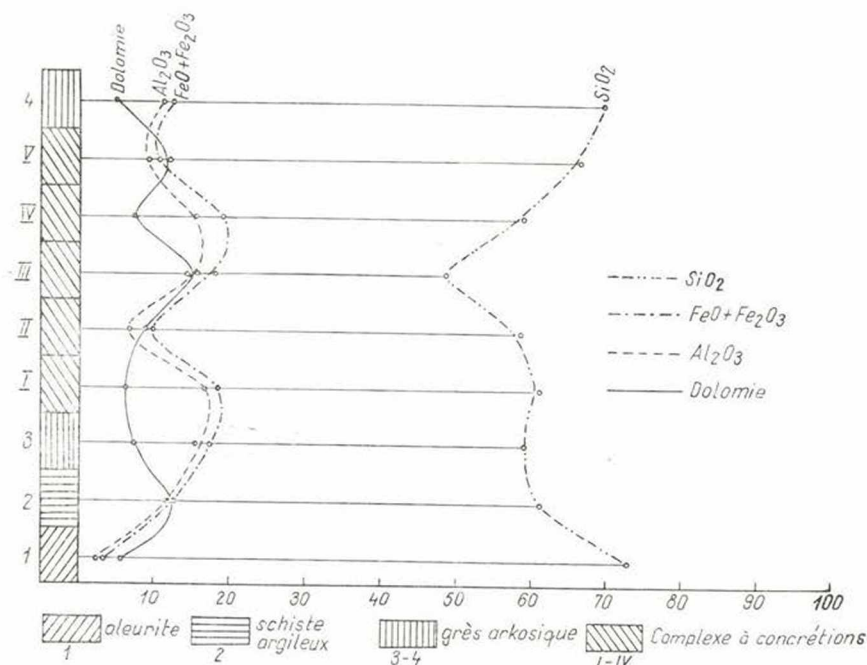


Fig. 1.

Dans la partie centrale du disque on trouve presque toujours des débris de plantes, possédant parfois la structure caractéristique du tissu végétal. Cette partie est englobée, de tous côtés dans les concrétions „mûres” et de façon demi-circulaire dans la plupart des cas, par une formation carbonatique de couleur blanche, blanc jaunâtre, épaisse de 0.5 à 8 mm, tranchant nettement sur la pâte. Cette formation montre des excroissances ressemblant à des épines, ou, dans le cas des concrétions mûres, des veinules surfines qui mènent à l’anneau circulaire en bordure de la concrétion.

Il existe des concrétions dont la partie centrale est d’une structure bréchoïde, le „débris” étant cimenté par de la dolomie. Ce débris se distingue surtout par sa couleur, se composant de façon prépondérante également de dolomie.

Les concrétions contenant un riche débris de charbon forment un groupe à part. Ce groupe se distingue aussi par son habitus, ayant des formes irrégulières et ne contenant que très rarement des néoformations de dolomie. Le débris de charbon est distribué de façon capricieuse, mais les fragments le plus for-



tement carbonisés („houille maigre”) se rencontrent surtout vers le milieu, tandis que les fragments moins carbonisés („houille grasse”) s'enrichissent dans les parties extérieures.

Sous le microscope on observe des différences remarquables entre la granulométrie des parties centrale et périphérique. La partie centrale se compose de grains de 1 à 10 microns; les grains grossissent vers l'extérieur, atteignant jusqu'à 80 microns.

Les grains ne sont pas toujours bien nettement définis: ils montrent plus souvent des contours vagues caractéristiques des „agrégats de coagulation” déposés à partir d'une suspension. D'après ce que nous venons de décrire, nous considérons comme l'une des conditions de formation de ces concrétions la distribution des grains dans ordre de leur taille. A notre avis la cause de la compaction du matériel est la coagulation par simple cohésion de „noyaux de coagulation” à charges opposées, sous l'effet de conditions colloïdo-chimiques appropriées.

Du point de vue colloïdo-chimique, la concrétion n'est autre chose qu'une „molécule géante d'adsorption”, impossible à décrire par une formule chimique même si l'anion est le même ( $\text{CO}_3$ ) partout. La différence de charge (charge de surface, charge de dipôle) entre les noyaux est due au fait que l'ion de potassium des constituants siallitiques primaires (de l'illite), facilement échangé, l'est temporairement par les ions  $\text{Ca}^{++}$ ,  $\text{Mg}^{++}$  (ou  $\text{Fe}^{++}$ ) à plus forte charge, contenus dans le milieu carbonatique. Cet échange s'est poursuivi jusqu'à ce que l'équilibre fût atteint au cours de la diagénèse.

La différence essentielle entre concrétions et roche encaissante réside dans la distribution des carbonates et des minéraux argileux. Ce sont les concrétions qui sont plus riches en carbonate, tandis que la roche encaissante se distingue par l'abondance des siallites.

La présence et le rôle de la pyrite constitue une autre différence remarquable. Ce minéral est beaucoup plus fréquent dans la roche encaissante que dans les concrétions, étant syngénétique dans le premier cas et épigénétique dans le second. Le  $\text{FeS}_2$  de la roche encaissante possède des formes arrondies caractéristiques, à excroissances capricieuses. L'habitus et les traits observés en lumière réfléchie de la pyrite syngénétique suggèrent la bactériopyrite. L'enrichissement, substantielle par endroits, de la bactériopyrite prouve que la pélite s'est formée en effet dans des dépressions stagnantes, mal aérées et pauvres en oxygène du bassin sédimentaire permien.

Les analyses chimiques des parties individuelles des concrétions révèlent des rapports intéressants:

*Sont enrichis dans le noyau intérieur de la concrétion:  $\text{CaO}$ ,  $\text{FeO}$ ,  $\text{CO}_3$ ;  
dans sa partie périphérique:  $\text{SiO}_2$ ,  $\text{Al}_2\text{O}_3$ ,  $\text{K}_2\text{O}$  (Fig. 2.).*

*Le taux plus élevé de Si, Al (et eau) à la périphérie s'explique par l'abondance des constituants siallitiques, étant en rapport inverse avec le taux de carbonates totaux. (Fig. 2.).*

Le diagramme de DTA révèle que Si, Al, K et eau constituent l'illite (le dernier minéral argileux), le reste des éléments étant lié à des radicaux de  $\text{CO}_3$ .

Les formations secondaires se trouvant à l'intérieur des concrétions peuvent être dues soit à un retrait par assèchement (structures bréchiques occasionnelles), soit à la néoformation de minéraux carbonatiques remplissant les cavités. Les formations secondaires se sont produites exclusivement à l'intérieur des concrétions déjà développées plutôt que s'être précipitées à partir des eaux de filtration circulant autour de celles-ci. Se rencontrant surtout autour des débris de charbon, elles les encoûtent, ce qui indique le rapport étroit entre charbon et formations secondaires. Le rôle du charbon peut être dû au  $\text{CO}_2$  d'adsorption qu'elle dégage au cours de sa „désactivation” et qui précipite les ions de Ca, Mg et Fe sous forme de dolomie relativement riche en fer (mais qui n'est toutefois pas encore une ankérite !), suivant l'ordre croissant des solubilités. Il y a normalement deux couches : a) une extérieure, légèrement fibroradiée, et b) une intérieure, à structure mosaïque et manifestant de la polarisation en agrégat.

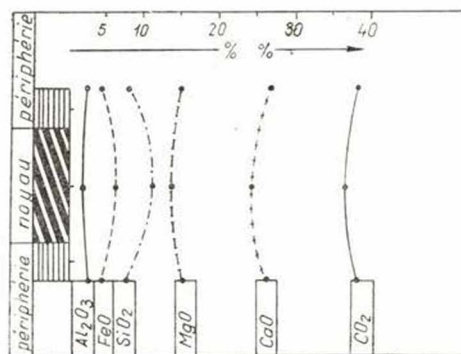


Fig. 2.

À côté de la dolomie secondaire on reconnaît le quartz et un minéral plus réfringent ( $n = 1.60$ ). Le quartz cimente les cristaux de dolomie ou constitue des grains individualisés. Il contient presque toujours des inclusions de gaz (vraisemblablement de  $\text{CO}_2$ ) qui se distinguent des inclusions du quartz magmatique par leur désordonnement complet.

Dans la zone marginale de la concrétion, des précipitations de gypse en lattes et minuscules agrégats sont assez fréquentes. Formant des grains interstitiels entre les grains de la dolomie, elles la métasomatisent.

Les concrétions sont encoûtées par une couche caractéristique, blanc jaunâtre ou grisâtre à l'aspect fibreux qui se répète occasionnellement plusieurs fois. Des veines fibreuses d'aspect pareil se rencontrent aussi dans le complexe à concrétions. Elles y sont parallèles ou perpendiculaires à la striation de la roche encaissante et se prolongent parfois aussi au travers des concrétions. Ce matériau fibreux se compose de sidérite.

Analyse chimique de la sidérite  
Exécutée par V. Tolnay

SiO <sub>2</sub>	9.27%
FeO	38.46
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1.73
FeS <sub>2</sub>	5.23 (calculé à partir de la teneur en S)
CaO	2.84
MgO	7.67
H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	0.09
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	trace
CO <sub>2</sub>	34.32
SO <sub>3</sub>	trace
<hr/> Σ = 99,61%	

o) Calcite — CaCO<sub>3</sub>

Son rôle est de beaucoup inférieure à celui de la dolomie. Etant sans importance particulière même dans le ciment du grès, elle se manifeste sous deux formes typiques:

- a) remplissant des fissures transversales (manganocalcite) et
- b) en cristaux individualisés et agrégats, remplissant des cavités.

La manganocalcite se rencontrant dans les fissures forme des rhomboèdres (10 $\bar{1}$ 1) de la taille du centimètre. Dans les cavités, les formes comprennent le rhomboèdre 1/4-R et des combinaisons de faces (01 $\bar{1}$ 2), (10 $\bar{1}$ 0), indiquant une formation à température moyenne ou basse. La calcite et la dolomie se forment actuellement par l'évaporation des eaux circulant dans la mine.

La formation de la calcite, manganocalcite, quartz enfumé et dolomie s'explique probablement par l'action de solutions ascendantes.

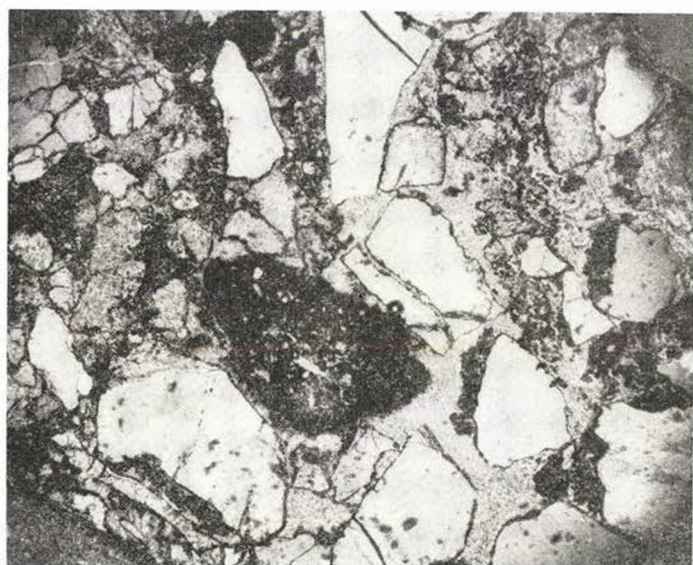
Il est à noter que le front de taille S de la grande carrière de Erdősmecske a découvert un filet épais de plusieurs centimètres, de direction NE-SW se composant de manganocalcite, ankérite et quartz, contenant de la pyrite, calcopyrite, galène, blende et molybdénite. D'après les observations faites jusqu'ici dans les mines et carrières il n'y a pas de connexion évidente entre les processus ascendantes reflétés par le granite d'une part et par le complexe uranifère d'autre part. *Pourvu que les formations hydrothermales du granite de Erdősmecske se soient formées postérieurement à la déposition des terrains perméens, on pourrait envisager une connexion entre les phénomènes ascendantes du complexe uranifère et le volcanisme mésozoïque de la Montagne Mecsek.*



Planche I.



1-



2-



3.

Fig. 1. „Galet” de pechblende en lumière réfléchie. Les fissures sont remplies de quartz contenant des nids de PbS.  
Champ NW, 1 : 85. Nic. //.

Section polie, immersion en huile.

Fig. 2. Galet de pechblende à bordure corrodée, resorbée, dans du grès arkosique. Champ NW, 1 : 45. Lame mince

Fig. 3. Imprégnations secondaires de pechblende dans une pâte d'hydromica potassique (noire et gris noirâtre).

Champ NW. Nic. //, 1 : 25

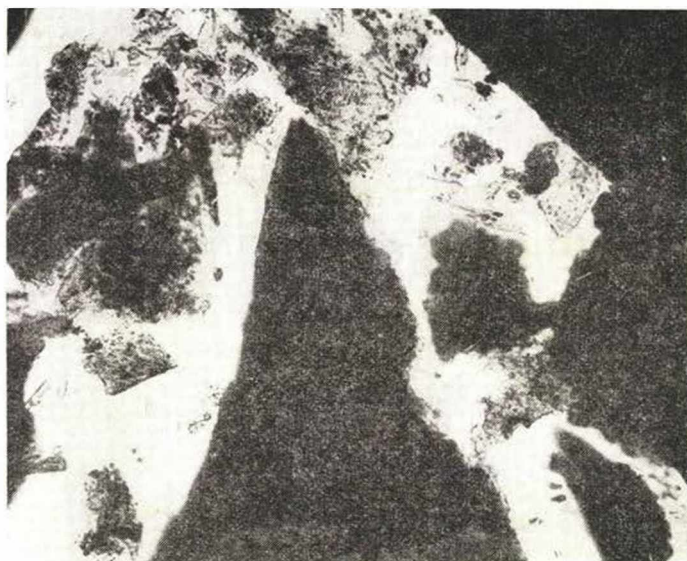
Fig. 4. Pechblende secondaire („carburane”) dans une cavité de cellule d'un tronc d'arbre carbonisé.  
Champ SE, 1 : 250 (lame mince)



## Planche II.

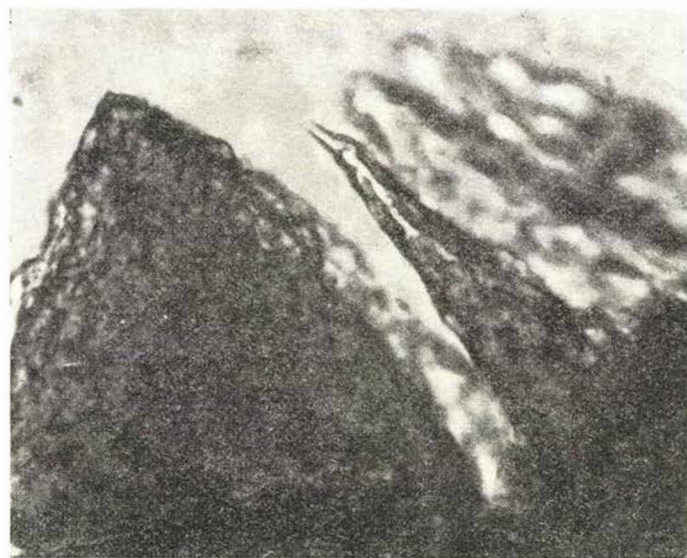


5.

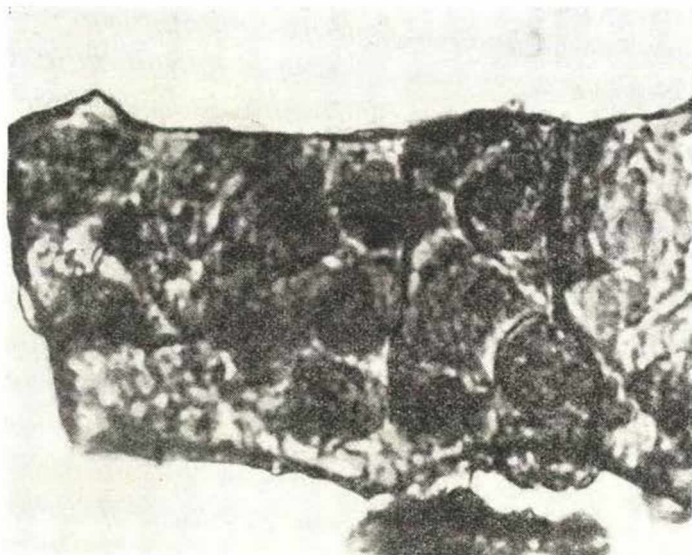


6.





7.



8.

Fig. 5. Formation secondaire de pechblende dans le tissu d'un tronc d'arbre silicifié et carbonisé. Champ NW. 1: 125.

Section polie, immersion en huile

Fig. 6. Débris de pechblende (noire) et hydromuscovite potassique imprégnée de  $U_3O_8$  (gris nairâtre).

Champ SE. 1: 25. Fraction lourde

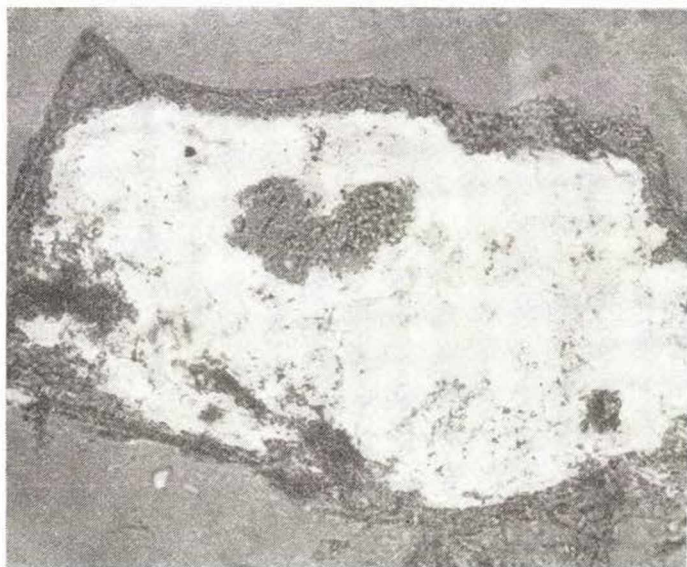
Fig. 7. Soddyite à terminaisons pyramidales, formée par voie épigénétique à partir de la pâte de micas chromifère et potassique, imprégnée de pechblende. Champ SE. 1: 125. Fraction lourde.

Fig. 8. Plages de coffinite et inclusions dans l'hydromica potassique. Champ NW. 1: 450. Fraction lourde

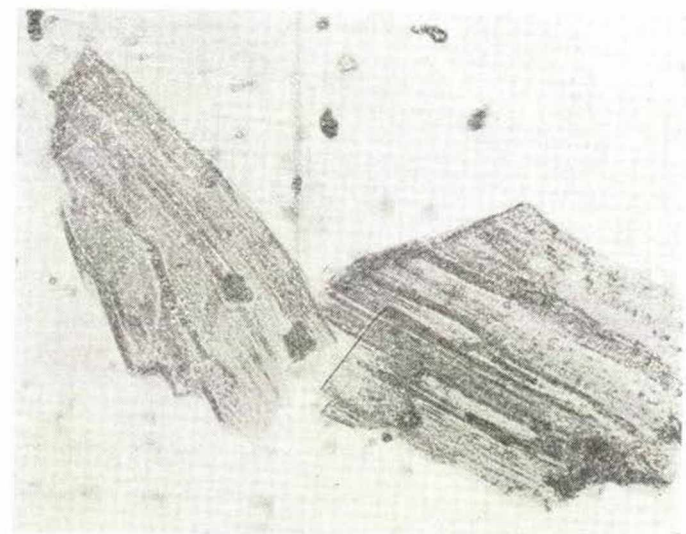
## Planche III.



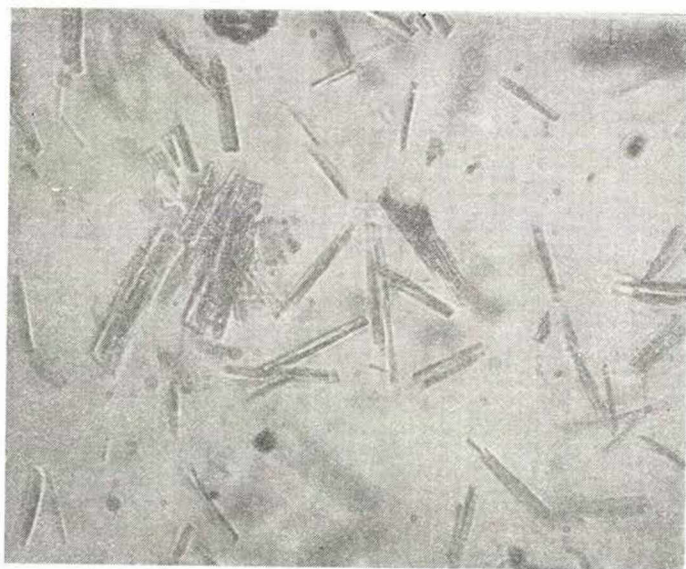
9.



10.



11.



12.

Fig. 9. Liebigite dendritique sur plan de clivage de grès arkosique. Lumière UV, 1 : 3. Champ NW.

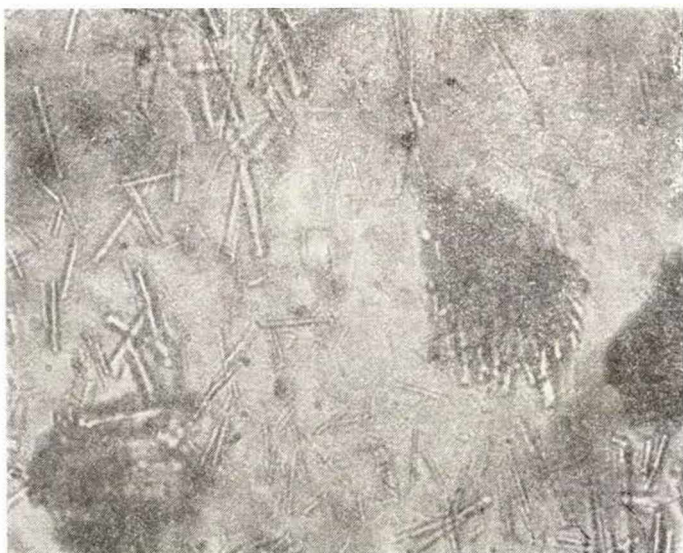
Fig. 10. Écaille de liebigite perpendiculaire à l'axe *c*. Champ NW. 1 : 175. Nicols croisés

Fig. 11. Cristaux de „métalébigite”. Champ NW. 1 : 152

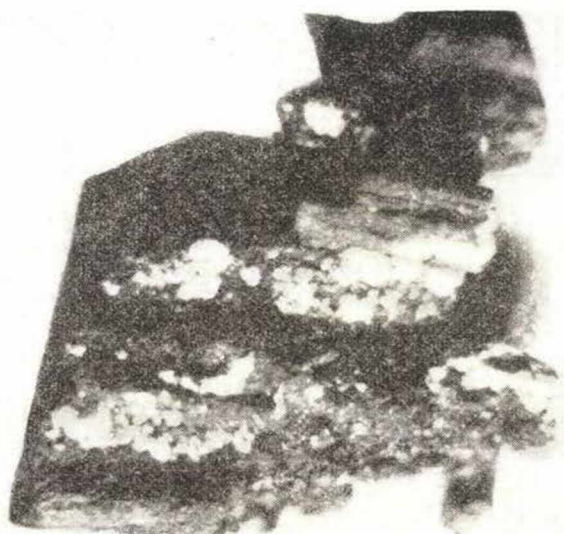
Fig. 12. Lattes monocliniques de la zippéite et de l'uranopilite. Champ SE. 1 : 600



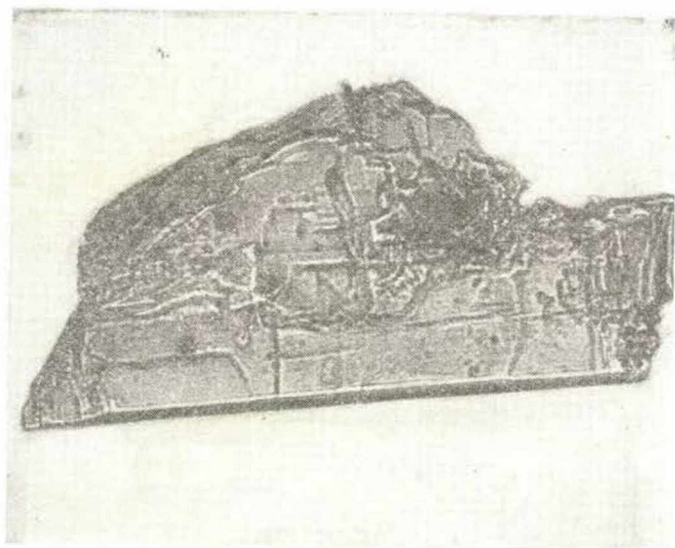
## Planche IV.



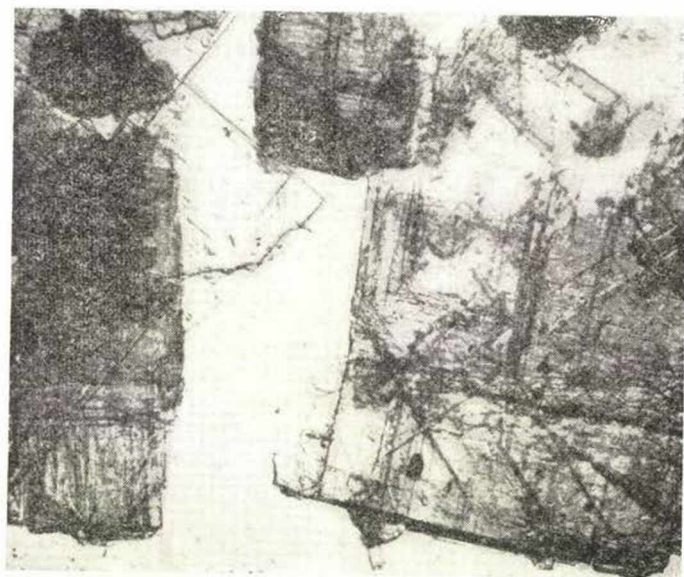
13.



14.



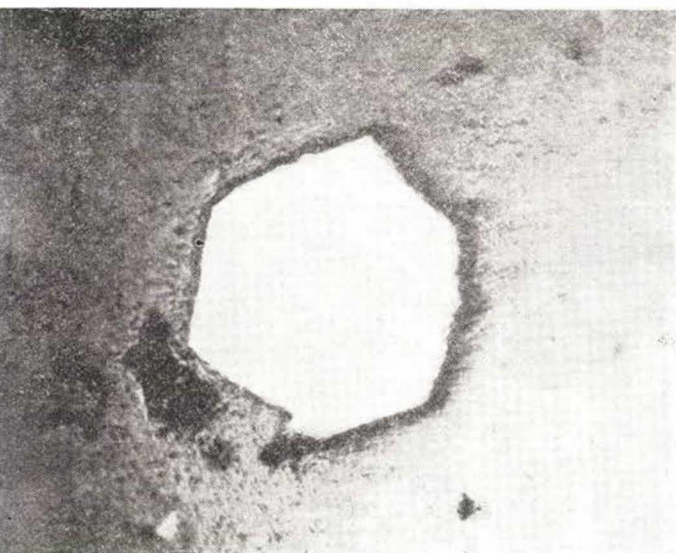
16.



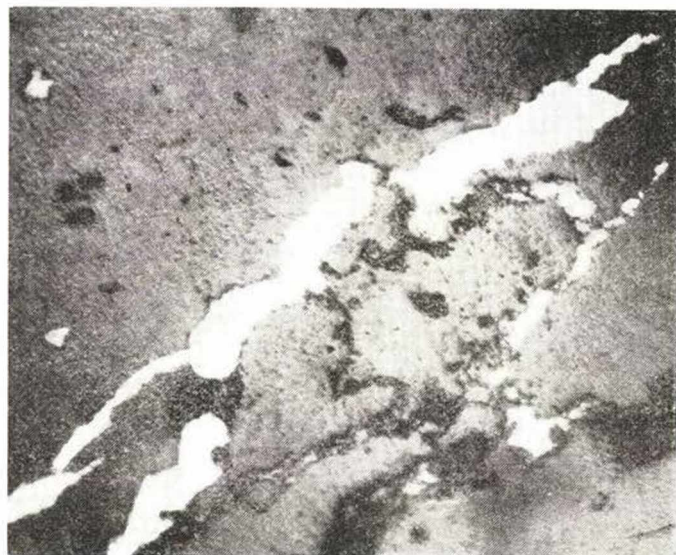
15.

Fig. 13. Voir Fig. 12.  
 Fig. 14. Uranopile sur un tronc d'arbre carbonisé. Illumination UV, Champ SE. 1: 3  
 Fig. 15. Ecailles tétraogonales de l'autunite, Champ SE. 1: 325  
 Fig. 16. Saléite, Badacsonyörs. X 325

## Planche V.

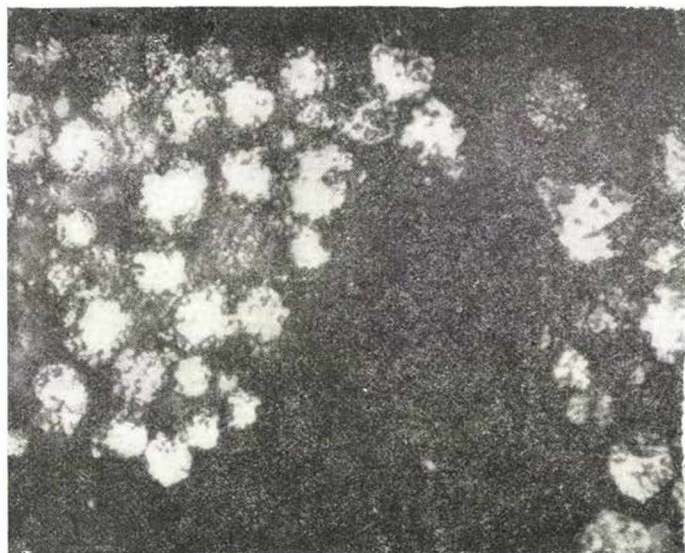


17.



18.





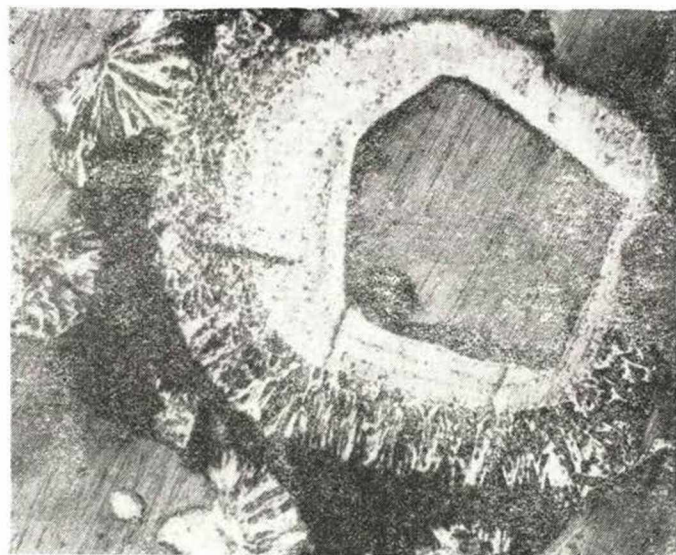
19.

Fig. 17. Cristal idiomorphe de cobaltite dans du grès arkosique contenant de l'hydromica potassique et de la pechblende.  
Champ NW, 1: 250, section polie, immersion en huile

Fig. 18. Veinule indépendante de chalcoppyrite dans une plage d'hydromica potassique imprégnée de pechblende.  
Champ NW, 1: 125, section polie, immersion en huile

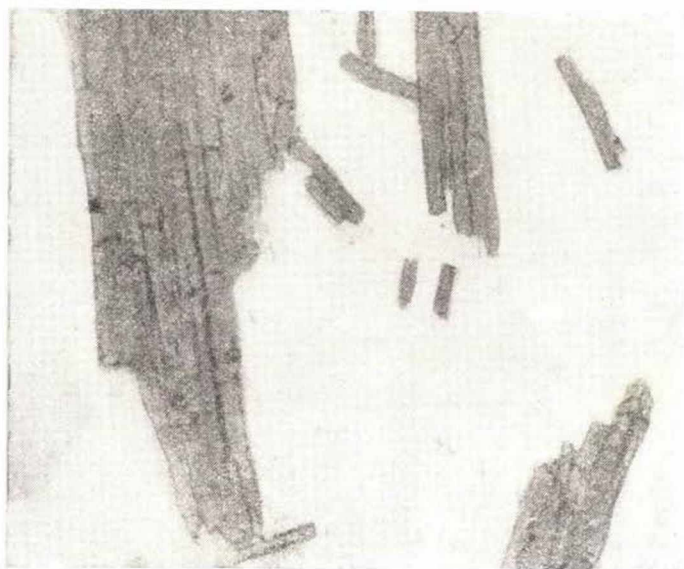
Fig. 19. Agrégats de bactériopyrite, Champ NW, 1: 75. Section polie, immersion en huile

Fig. 20. Incrustation de pyrite (blanche) et marcassite (fibreuse, blanc grisâtre) autour d'un grain de quartz idiomorphe.  
Champ SE, 1: 45. Section polie, immersion en huile

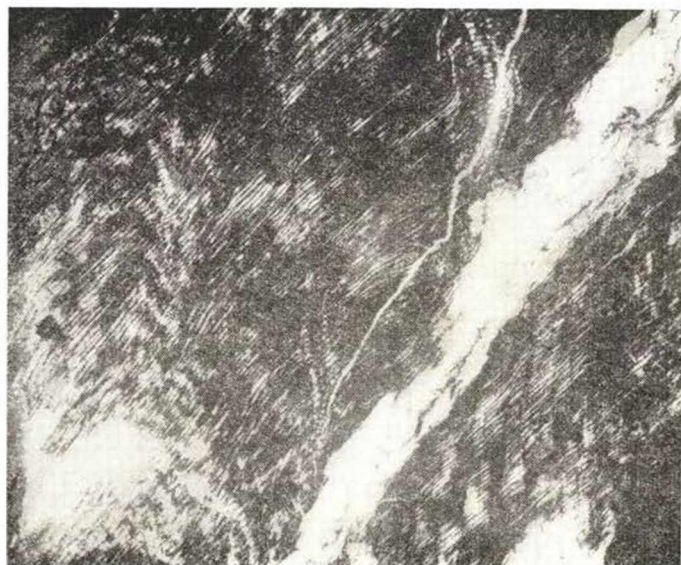


20.

## Planche VI.



21.



22.



23.

Fig. 21. Ecaïles perpendiculaires à l'axe  $c$  de l'hydromica chromifère. Champ NW, 1: 180, Nicols //

Fig. 22. Formation de soddyite et d'hydromica chromifère dans les cavités des cellules d'un tronc d'arbre  
dolomitisé et silicifié. Champ SE, 1: 180

Fig. 23. Mica chromifère à agrégats de soddyite et de pechblende. Champ SE, 1: 180

Fig. 24. Ecaïles d'hydromica potassique à disséminations de pyrite et pechblende. Champ SE, 1: 125



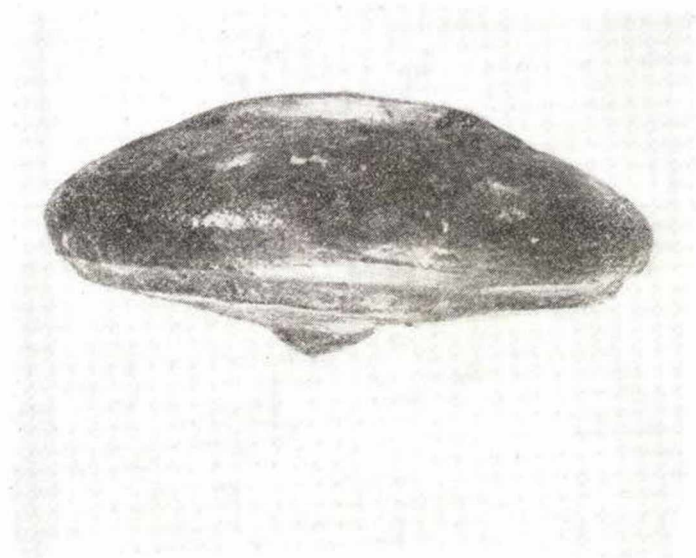
24.



## Planche VII.



25.



16.

Fig. 25. Concrétion vue de haut. Champ NW. 1 : 1  
Fig. 26. Concrétion vue de côté. Champ NW. 1 : 1